ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Tom (Volume) XXVII — 1957 Kraków 1958

IRENA KARDYMOWICZ

PRZEJAWY GRANITYZACJI AMFIBOLITU

(Tabl. III—XI i 10 fig.)

On the granitization of amphibolites

(Pl. III—XI and 10 fig.)

Streszczenie. W części pierwszej przedstawiono wyniki badań petrograficznych skał krystalicznych okolic Korca (USSR) — różowego granitu z Futorów Starokoreckich i zespołu skalnego Hołyczówki i Gwozdowa (analizy 6 skał i 3 minerałów).

W części drugiej rozważane są procesy granityzacji amfibolitu jako wyjściowego materiału dla szarych granitów Hołyczówki i Gwozdowa. Przeprowadzono studia porównawcze i wysunięto wnioski.

Przedmowa

Praca niniejsza jest próbą rozwiązania genezy interesującego zespołu skalnego okolic Hołyczówki i Gwozdowa na podstawie materiałów zebranych w latach 1935 — 1939. Przed wojną w druku ukazała się tylko część wyników badań (J. Kardymowiczowa 1935, 1936, 1937, 1939), opublikowanie zaś całości materiału może przyczynić się do wyjaśnienia niektórych zagadnień petrogenetycznych o szczególnym znaczeniu dla utworów prekambru.

Panu profesorowi Stanisławowi Małkowskiemu za udzielane w czasie pracy rady i konsultacje składam serdeczne podziękowanie.

WSTĘP

Studia petrograficzne skał prekambryjskich dostarczają coraz to nowych danych do wyjaśnienia historii rozwoju jednego z najdłuższych okresów w dziejach geologicznych Ziemi.

Uporządkowanie chronologii skał prekambru nie daje się, jak wiadomo, osiągnąć za pomocą metod stratygraficznych, natomiast studia petrograficzne i geochemiczne obok oznaczenia absolutnego wieku skał

oddają tu znaczne usługi. Do najistotniejszych zadań petrologii w tym zakresie należy zaliczyć niezmiernie ważne zagadnienie odcyfrowania pierwotnej natury skał prekambryjskich, prześledzenie procesów zachodzących w nich przeobrażeń oraz ustalenie zależności pomiędzy tymi procesami a geotektoniką.

Wśród różnorodnych aktów przeobrażeń, jakim uległy skały prekambru, procesy przeobrażeń metasomatycznych należą do najszerzej rozwiniętych.

Jeżeli chodzi o skały krystaliczne Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego, szczególnie zaś jego północno-zachodniej części, przypomnieć należy, że w ciągu ostatnich 35 lat szereg badaczy tego obszaru jak S. Małkowski, P. Radziszewski, K. Smulikowski, Ł. G. Tkaczuk i inni zwracali uwagę na procesy granityzacji na szeroką skalę tu rozwinięte.

Obiektem moich szczegółowych badań petrograficznych w latach 1935 — 1939 był zespół skalny okolic Hołyczówki i Gwozdowa (około 5 km na N od Korca), zrewidowano przy tym wszystkie inne skały krystaliczne na terenie miasta Korca oraz na zachód i północ od niego. Ponadto szczegółowym badaniom petrograficznym poddano różowy granit z Futorów Starokoreckich.

W wyniku tych prac opublikowano w r. 1939 mapę petrograficzną okolic Korca w skali 1 : 200 000 (I. Kardymowiczowa 1939), na której skały Hołyczówki i Gwozdowa kartowane były w skali 1 : 10 000. pozostałe zaś skały krystaliczne obszaru w skali 1 : 50 000. Skały osadowe kartowano w skali 1 : 100 000. Jest to mapa odkryta tam, gdzie większa liczba odsłonięć pozwoliła na dokonanie interpolacji.

I. CZĘŚĆ PETROGRAFICZNA

1. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU I SKAŁ OKOLIC KORCA

Znaczne obszary okolic Korca, położone na zachód od rzeki Korczyk, pokryte są sypkimi skałami osadowymi, wśród których w części południowej przeważa less lub utwór o jego charakterze, w środkowej ukazują się iły i gliny, w północnej zaś przeważają piaski. Zwięzłe skały osadowe występują pod Wielką Klecką (P. Radziszewski 1925) oraz w lasach na północ od powyższej wsi, a także w niektórych studniach w południowej części miasta Korca. Skała ta, o wyglądzie pośrednim między kwarcytem a krzemieniem, silnie na powierzchni wyżarta, występuje w większym nagromadzeniu w górnym biegu rzeczki przepływającej przez wieś Wielka Klecka. Liczne odkrywki kaolinu występujące w okolicy Czerteża, kolonii Józefówka, Zawódnia, Łazaret i innych ciągną się wydłużonym pasmem w kierunku NW-SE na przestrzeni około 10 km. Skały krystaliczne ukazują się jedynie na wyniosłościach terenu oraz w dolinie Korczyka i głębiej wciętych jego dopływach (np. rzeczka Ślepiec).

Zachodnia granica odsłoniętej części Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego da się poprowadzić przez następujące miejscowości: Babin, Gwozdów, Hołyczówka, kolonia Brzezina do Kamiennej Góry, wschodnia zaś gra-

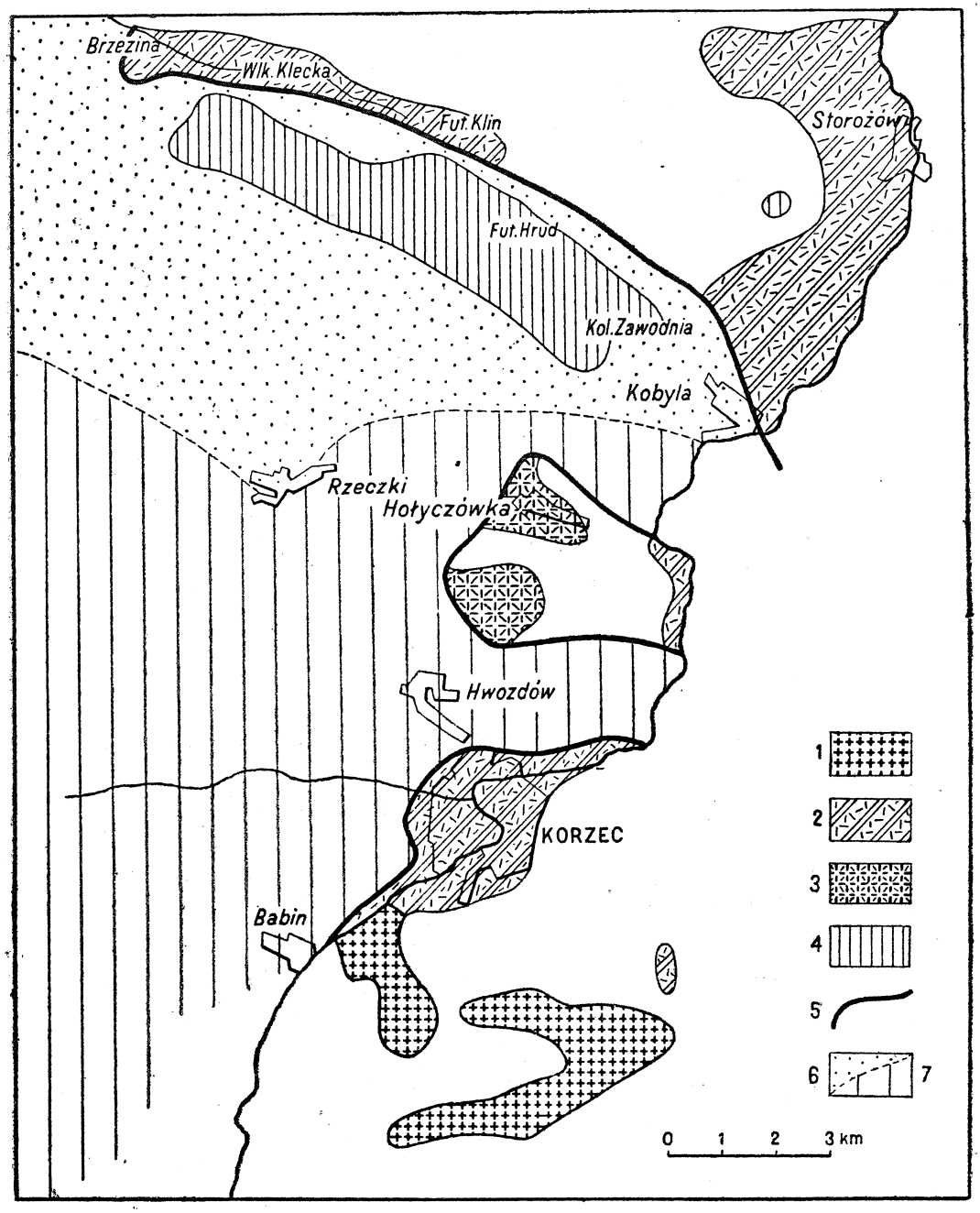


Fig. 1. Mapa petrograficzna głównych zespołów skalnych Korca, Hołyczówki i Gwozdowa. *1* — granit starokorecki; *2* — łupki, gnejsy, migmatyty, granit korecki; *3* — zespół skalny Hołyczówki i Gwozdowa; *4* — kaolin; *5* — granica masywu krystalicznego; *6* — granica między obszarami piasku a lessu

Fig. 1. Petrographical map of main rock complexes of Korzec, Hołyczówka and Gwozdów. *1* — granite from Stary Korzec; *2* — schistes, gneisses, migmatites, granite from Korzec; *3* — rock complex of Hołyczówka and Gwozdów; *4* — kaolin; *5* — border of crystalline massif; *6* — border between sand and loess areas

nica badanego przeze mnie terenu mniej więcej odpowiada biegowi Korczyka.

Na załączonej mapie petrograficznej (fig. 1) wydzielono trzy główne zespoły skalne: 1) łupki, gnejsy i migmatyty wraz z towarzyszącymi im granitami typu koreckiego lub pokrewnymi, 2) zespół skalny okolic Hołyczówki i Gwozdowa oraz 3) granit starokorecki.

W obrębie każdego zespołu występują różne skały. Ogólnie biorąc na Masywie w okolicy Korca spotykamy następujące rodziny skalne:

a) granity szare: korecki, hołyczowski, gwozdowski, z Wielkiej Klecki i inne,
b) granity różowe: z Kobyla, Korca, Storożowa, Babina, Futorów Starokoreckich,
c) dioryty: z Hołyczówki oraz dwa dioryty z Korca,
d) granodioryt: z Hołyczówki,
e) gnejsy, łupki i migmatyty — z m. Korca i doliny Korczyka,
f) pegmatyty — szare i różowe,
g) aplity — szare i różowe.

Jak widać, w zestawieniu powyższym brakuje przedstawicieli skał wylewnych. Jakkolwiek na miejscu nie dało się ich stwierdzić, jednakże znajdowane tu i ówdzie luźne okazy skały zbliżonej do diabazu pozwalają przypuszczać, że skały tego typu kryją się gdzieś w pobliżu i niegłęboko pod płaszczem skał osadowych.

2. POSZCZEGÓLNE SKAŁY OKOLIC KORCA

Łupki i migmatyty m. Korca i doliny Korczyka

Grupa tych skał należy do najpospolitszych utworów okolic Korca stanowiąc jakby tło, na którym rozwijały się dzieje pozostałych skał terenu. Większe i kompletniejsze odkrywki skał tej grupy ukazują się w mieście Korcu i w dolinie Korczyka. Wśród nich wyróżniono:

a) łupki iniekcyjne zawierające liczne iniekcje szarego granitu o grubości od kilku mm do 2—3 cm. Silnie pofałdowane te skały żywo przypominają utwory ptygmatytowe i migmatyty Fennoskandii, do których porównuje je P. Radziszewski (1925). Makroskopowo można wśród nich wyróżnić popielatoszare łupki o bardzo drobnym ziarnie, średnioziarniste popielatoszare gnejsy oraz gnejsy czarne, gruboziarniste. Opierając się na studiach mikroskopowych ich składu mineralnego P. Radziszewski wydzielił dwa rodzaje łupków oraz trzy rodzaje gnejsów;

b) łupki grafitowe ukazujące się w trzech punktach, skupionych w Korcu, a mianowicie: pod żydowskim cmentarzem, na przedmieściu Rzadkówka oraz nieco dalej na południe od miasta — w dolinie rzeczki Ślepiec. Spośród wymienionych odsłonięcie na Rzadkówce należy do największych. Ukazujące się tu łupki mają bieg NE-85° i niemal pionowy upad. Łupki te są silnie zwietrzałe. Odsłonięcie w dolinie rzeki Ślepiec jest podobne do wyżej opisanego. Co się tyczy odsłonięcia w Korcu, jest ono różne od obu poprzednich, gdyż tu występują raczej łupki iniekcyjne zawierające grafit.

St. Małkowski (1934) sądzi, że łupki grafitowe należą do najstarszych przeobrażonych złóż węglowych Masywu, gdyż w budowie swej zdradzają ślady najstarszych fałdowań Wołynidów.

Szare granity typu koreckiego i pokrewne

Skały powyższe nie występują w większych masach, lecz tworzą iniekcje, wkładki i soczewki w starszych od nich łupkach i gnejsach.

W nieco większych ławicach ukazuje się granit korecki w kamieniołomie Sadowskiego w Korcu, skąd pochodzi szczegółowo opracowana jego odmiana (P. Radziszewski 1928). Jako całość skała wykazuje jednak zmienność struktury i składu mineralnego, co jest przyczyną, że nie daje się z całą pewnością ustalić, czy iniekcje w gnejsach i łupkach należą do granitu koreckiego, czy też do jakiegoś innego. Jego chronologia w stosunku do łupków i gnejsów jest jasna, gdyż skały te tworzą enklawy w granicie koreckim.

Szary granit z Wielkiej Klecki należy do najbardziej drobnoziarnistych skał tej grupy. Ukazuje się on w odsłonięciach we wsi W. Klecka, gdzie założono w nim niewielki kamieniołom, oraz w uroczysku Brzezina koło kolonii Topcza. Jego skład mineralny jakościowo odpowiada składowi granitu koreckiego (kwarc, plagioklaz $Ab_{83}An_{17}$, mikroklin, ortoklaz, biotyt i muskowit), lecz wykazuje on niższą zawartość mikroklinu oraz przewagę muskowitu nad biotytem. Dzięki znacznej różnicy struktur obu granitów odróżnienie ich nie nasuwa trudności. Opisywany granit przechodzi w gnejs, przy czym zarówno w gnejsie, jak i granicie występują widoczne gołym okiem analogiczne żyły szarego pegmatytu. Pod Storożowem odsłania się szary drobnoziarnisty granit o strukturze porfirowej, pomiędzy zaś Kobylem a Suchowolą na prawym brzegu Korczyka ukazuje się granit szary z wyraźnym przejściem w różowy (P. Radziszewski 1925). Dwa pozostałe szare granity okolic Korca, mianowicie gwozdowski i hołyczowski, jako genetycznie związane z zespołem skalnym Hołyczówki i Gwozdowa opisane są na str. 97, 100 pracy niniejszej.

Dioryt I z Korca

Jest to skała barwy ciemnoszarej, o nieco łupkowej teksturze i bardzo świeżym wyglądzie. Wykazuje ona zmienność składu mineralnego oraz stopniowe przejście do łupków, wśród których występuje w ogrodzie cukrowni w Korcu. Jej plagioklaz o składzie $Ab_{74}An_{26}$ jest zupełnie świeży i zawiera kwarc i apatyt, również i ortoklaz jest świeży, lecz znajdujemy go w nieznacznych ilościach. Występujący w skupieniach biotyt zawiera liczne wrostki z polami pleochroicznymi dokoła i wykazuje silny pleochroizm: a — barwa jasnożółta, $b = c$ — zielonkawobrunatna. Kwarc jest kataklastyczny i tworzy częste przerosty z plagioklazem. Ze składników podrzędnych znaleziono: apatyt, cyrkon, rutyl, turmalin, chloryt, serycyt oraz tlenki żelaza. Skała ma cechy metasomatycznie przeobrażonej.

K. Smulikowski (1948) opisał z tegoż miejsca tzw. tonalit

gnejsowaty i stwierdził w nim obecność zielonej hornblendy oraz epidotu, których nie udało mi się znaleźć w pobranych do badań optycznych okazach tej skały. Fakt powyższy zdaje się świadczyć o zmienności składu mineralnego opisywanej skały. Tenże autor stwierdza w skale procesy metasomatycznego wypierania plagioklazu przez mikroklin (1. c., str. 41).

Dioryt II z Korca (skała amfibolowa)

Ta interesująca skała odsłania się na przestrzeni 14 m nad brzegiem Korczyka naprzeciw Starego Klasztoru. Jest ona barwy ciemnoszarej, prawie czarnej, zawsze z charakterystycznym zielonkawym odcieniem; odznacza się zmiennością tekstury (niekiedy smużystej) oraz grubością ziarna. Występuje wśród łupków iniekcyjnych; przy kontakcie z nimi widać przejścia do średnioziarnistego diorytu biotytowo-amfibolowego.

Pod mikroskopem zbadane były dwie odmiany skały opisywanej: czarna oraz jaśniejsza o charakterze diorytu. Głównym składnikiem odmiany czarnej jest zwyczajna zielona hornblenda; biotyt zjawia się w ilości podrzędnej i niekiedy tworzy przerosty z amfibolem; wykazuje deformacje mechaniczne i odznacza się silnym pleochroizmem: a — barwa jasnożółta, $b = c$ — czerwonawobrunatna, przy czym na brzegach blaszek lub w szczelinach łupliwości ukazuje się barwa ciemniejsza albo całkiem ciemna. Plagioklaz o składzie $Ab_{36}An_{64}$ jest zupełnie świeży i zawiera wrostki amfibolu, biotytu, kwarcu i apatytu, co wskazuje na późniejszą jego krystalizację. Kwarc występuje w drobnej ilości i wykazuje faliste znikanie światła w większych ziarnach.

Odmiana jaśniejsza, diorytowa zawiera większą ilość składników salicznych, zwłaszcza kwarcu, który wdziera się nawet do plagioklazu wzdłuż płaszczyzn zbliźniaczenia albitowego.

Studia terenowe oraz mikroskopowe pozwalają zaliczyć powyższą skałę do metasomatycznie przeobrażonych.

Granity różowe okolic Korca

W terenie dało się zanotować występowanie różowych granitów w następujących miejscowościach: na lewym brzegu Korczyka nieco na N od Storożowa, w mieście Korcu, pod Babinem oraz na terenie Futorów Starokoreckich i pomiędzy Kobylem a Suchowolą. Spośród tych odsłonięć do największych należą odsłonięcia w Korcu, pod Babinem i przy Futorach Starokoreckich, z których dwa ostatnie zostały szczegółowo opracowane (o czym niżej).

Różowy granit w Korcu występuje na prawym brzegu Korczyka pod żydowskim cmentarzem odsłaniając się wśród łupków iniekcyjnych i żył różowego pegmatytu. W górnej części odkrywki granit zajmuje powierzchnię około 24 m^2 (w 1939 r.) rozszerzając się znacznie ku dołowi. Nie dało się w terenie ustalić ani jego sytuacji geologicznej, ani stosunku do otaczających go łupków. Makroskopowo jest to skała średnioziarnista, barwy różowej, z bardzo charakterystycznym fioletowym

odcieniem, która wietrzejąc przybiera barwę szarą. W jej obrębie występują liczne czarne plamy, złożone z promienisto ułożonych turmalinów (słońca turmalinowe) na tle jaśniejszej obwódki dokoła. Składnikiem panującym opisywanej skały jest mikrolin o zupełnie świeżym wyglądzie, obrastający plagioklaz lub występujący w nim w postaci plam. Plagioklaz o składzie $Ab_{92}An_8$ jest mechanicznie zdeformowany (wygięcia i przesunięcia smug zbliźniaczenia albitowego) i rozłożony. Muskowit ukazuje się w większej niż biotyt ilości; poza tym obecne są: granat, rutyl, i turmalin. W całej skale rozsiane są tlenki żelaza barwy rdzawej lub czarnej. Sądzić by można, że tym właśnie drobno rozsianym tlenkom żelaza zawdzięcza granit swoją różową barwę.

Granit starokorecki

Odsłonięcia. Różowy granit starokorecki ukazuje się w odległości około 3 — 4 km na południe i południowy wschód od m. Korca. Odsłonięcia jego rozmieszczone są głównie na kulminacjach terenu (warstwica 222) w postaci dużych bloków. Opisywana przeze mnie łączna powierzchnia występowania granitu zajmuje około 15 km^2. Najliczniejsze odkrywki tego granitu ukazują się na polach Futorów Starokoreckich, od których opisywany granit otrzymał swą nazwę (nie zaś od jego wieku w stosunku do granitu koreckiego, jest on bowiem od koreckiego młodszy). Na tychże polach występuje biały kwarc (kwarcyt?), według opowiadań okolicznej ludności niegdyś eksploatowany.

W nieco innym wykształceniu tenże granit ukazuje się w odkrywkach pod Babinem oraz nad rzeczką Ślepiec (prawy dopływ Korczyka).

Brak kompletniejszych odsłonięć utrudnia wykreślenie granicy występowania granitu starokoreckiego oraz ustalenie jego sytuacji geologicznej, lecz studia terenowe pozwalają sądzić, że zakreślony na mapce obszar występowania tego granitu stanowi tylko fragment wielkiego batolitu, który w większych i liczniejszych odkrywkach odsłania się pod Mucharowem i Tatarówką. Wydzielony przez M. I. Bezborodkę (1935) granit mucharowski stanowi jedną całość z granitem starokoreckim (o czym niżej).

Ł. G. Tkaczuk (1948) zaliczył obie skały do jednej grupy granitów porfirowych typu korostyszowskiego.

Tekstura. Granit starokorecki w głównej swojej masie jest skałą gruboziarnistą, złożoną z dużych kryształów różowego skalenia (bez owoidów), ziarn kwarcu o lekko niebieskawym odcieniu oraz blaszek biotytu.

Makroskopowo jest on bardzo podobny do granitu rapakiwi z Eurajoki [1] (koło Nystad, Laitilia, południowo-zachodnia Finlandia) i w luźnych okazach oba te granity z trudem dają się rozróżnić.

---

[1] Okaz pochodzi z kolekcji prof. St. Małkowskiego, zebranej w r. 1931 w Finlandii w czasie Międzynarodowego Zjazdu Geologicznego poświęconego zagadnieniom prekambru.

Pod Babinem i nad rzeczką Ślepiec granit starokorecki kontaktuje z łupkiem iniekcyjnym i być może dlatego ukazuje się w odmiennym nieco wykształceniu, a mianowicie pod Babinem odsłania się on jako skała drobnoziarnista, barwy różowej, z większą ilością biotytu. Według P. Radziszewskiego (1925) w jednym z odsłonięć granit szary przechodzi w różowy (1. c., str. 237). Nad rzeczką Ślepiec jest on średnioziarnisty oraz bogatszy w biotyt niż w głównej swej masie. Sądzę jednak, że są to jedynie strefy peryferyczne tego samego granitu starokoreckiego, który uległ zanieczyszczeniu przez łupki iniekcyjne przy zetknięciu się obu tych skał. Na potwierdzenie słuszności powyższego przypuszczenia przytoczyć mogę fakt, że we wszystkich opisanych odmianach granitu starokoreckiego występuje ten sam, bardzo charakterystyczny kwarc z wielce osobliwymi wrostkami i inkluzjami (tabl. III, fig. 1 — 3).

Stosunek granitu opisywanego do łupków iniekcyjnych okolic Korca jest zupełnie jasny, o czym świadczyć może enklawa łupku iniekcyjnego znaleziona w granicie (w odsłonięciu nad rzeczką Ślepiec). Ze względów technicznych nie dało się pobrać okazu z powyższej enklawy (ostrokanciasta, o powierzchni nie przekraczającej 20 cm^2, tkwiąca w dużym bloku granitu), lecz obecność jej świadczy, że formowanie się granitu starokoreckiego nastąpiło już po zakończeniu procesu iniekcji szarego granitu do łupków doliny Korczyka.

Studia terenowe pozwalają sądzić, że granit starokorecki należy do najmłodszych granitów okolic Korca. W grupie różowych granitów jest on typem odrębnym, odznaczającym się na dużym stosunkowo obszarze jednolitością wyglądu zewnętrznego (z wyjątkiem granitów peryferycznych). Wietrzejąc rozsypuje się na gruby szczerk złożony z różowych skaleni.

Studia mikroskopowe. Do studiów mikroskopowych pobrane zostały okazy spod Babina, z doliny Ślepca i z terenu Futorów Starokoreckich, rozbioru zaś chemicznego dokonano jedynie z odmiany typowej, występującej w ostatnio wymienionej miejscowości, tj. z okazów granitu o analogicznym wyglądzie co granit rapakiwi z Eurajoki.

Jak wykazały studia mikroskopowe, mikroklin tworzy dobrze wykształcone tabliczki większych rozmiarów oraz występuje w ziarnach drobniejszych. Jest on zupełnie świeży i zdaje się należeć do najmłodszych składników skały, gdyż pozostałe tworzą w nim wrostki. Mikroklin przerasta się z plagioklazem w sposób nieregularny (plamisty). Znacznie ustępujący mu rozmiarami plagioklaz o składzie $Ab_{86}An_{14}$ jest silnie rozłożony (epidot) i zanieczyszczony tlenkami żelaza (brunatne infiltracje), nosi także ślady przeobrażeń mechanicznych (wygięcia). Ortoklaz występuje w ilości nieznacznej.

Najbardziej osobliwym składnikiem granitu starokoreckiego jest jego kwarc: większe ziarna kwarcu są dwuosiowe i wykazują faliste znikanie światła oraz liczne spękania przypominające łupliwość (kwarc z podobną łupliwością opisuje. A. A. Połkanow 1936, w skałach półwyspu Kolskiego). Poza tym występują w tym kwarcu liczne cienkie i niekiedy długie wrostki — igiełki, ułożone na podobieństwo sagenitu

w biotycie (tabl. III). Pojedycze igiełki przechodzą przez kilka sąsiadujących ziarn kwarcu. Ułożenie tych igiełek oraz ich charakter przypomina fotografię wrostków rutylu w kwarcu, zamieszczoną w podręczniku A. Johannsena (1937, t. I, str. 175). Ze względu na drobne rozmiary nie dało się z całą pewnością stwierdzić, czy są to igiełki rutylu. Poza tym w niektórych ziarnach kwarcu znajdują się drobne i krótkie słupki nie dającego się bliżej określić minerału uszeregowane w jednym kierunku. W innych znowuż ziarnach kwarcu ukazują się liczne, lecz bardzo drobne perełki, również uszeregowane, przypominające inkluzje ciekłe lub gazowe (tabl. III fig. 2,3). Być może, niebieskawe zabarwienie kwarcu związane jest z tymi właśnie wrostkami i inkluzjami.

Ten sam kwarc, tak osobliwy mikroskopowo, występuje także w odmianie granitu starokoreckiego pod Babinem oraz nad rzeczką Ślepiec, co pozwala wnioskować o przynależności obu tych odmian do głównej masy opisywanego granitu mimo różnicy składu mineralnego i struktury.

Biotyt występuje w blaszkach o brzegach postrzępionych i wykazuje silny pleochroizm: a — barwa jasnożółta, $b = c$ — zgniłozielona. W postaci wrostków ukazuje się w biotycie: kwarc, apatyt, tytanit. W porównaniu z biotytami większej części skał krystalicznych okolic Korca składnik ten nie wykazuje tu pól pleochroicznych dokoła zawartych w nim wrostków, co jest godne uwagi, cecha powyższa bowiem pozwala wnioskować o charakterze odrębnym granitu starokoreckiego.

Jako składniki podrzędne występują tu: apatyt, epidot, magnetyt i tytanit. Ponadto w odmianie granitu starokoreckiego spod Babina i znad rzeki Ślepiec występuje muskowit o cechach wtórnych po biotycie, a także liczne rdzawe plamki tlenków żelaza. Poza tym biotyt wykazuje tu odrębny od biotytu głównej masy granitu pleochroizm: a — barwa jasnożółta, $b = c$ — ciemnobrunatna.

Zanotowane pod mikroskopem ślady deformacji mechanicznych, ujawniające się w spękaniu ziarn kwarcu oraz wygięcia tabliczek plagioklazu wskazują, że granit podlegał działaniu czynników górotwórczych już po skonsolidowaniu. Brak deformacji powyższych w jednym z najmłodszych składników tejże skały — mikroklinie — pozwala sądzić, że mikroklin został uformowany już po zakończeniu zaburzeń tektonicznych na opisywanym obszarze.

W celu porównania granitu storokoreckiego z makroskopowo podobnym doń granitem rapakiwi z Eurajoki wykonano szlify mikroskopowe z granitu fińskiego. Studia optyczne stwierdziły różnice następujące: w granicie z Eurajoki obecna jest zielona hornblenda (której nie znaleziono w starokoreckim granice, lecz której obecność M. I. Bezborodko (1935) stwierdził w granicie mucharowskim); kwarc nie zawiera wrostków ani inkluzji typu zanotowanego w granicie starokoreckim, biotyty obu porównywanych skał różnią się pleochroizmem, mikroklin panuje nad plagioklazem, charakteru zaś plagioklazu nie dało się ściślej oznaczyć ze względu na zły stan jego zachowania. Poza tym w granicie z Eurajoki nie zanotowano żadnych śladów przeobrażeń mechanicznych.

Tabela 1

Skład chemiczny i mineralny granitu starokoreckiego i granitów pokrewnych

% wagowe

	1	2	3	4
SiO_2	69,19	66,45	69,03	68,79
TiO_2	0,70	0,20		0,38
P_2O_5	0,18	0,05		śl.
Al_2O_3	14,20	15,24	13,84	14,44
Fe_2O_3	1,82	1,86	1,70	1,61
FeO	1,78	3,34	3,43	3,01
MnO	0,00	—	—	śl.
CaO	1,86	1,45	1,85	1,33
MgO	0,52	1,25	0,12	0,49
Na_2O	4,15	4,07	3,89	2,95
K_2O	4,98	4,66	5,51	6,85
Li_2O	0,13	—	—	—
H_2O+	0,58	1,33	0,94	0,50
H_2O-	0,27			
	100,36	99,60	100,29	100,35
ciężar właśc.	2,68			

Wartości molekularne wg Nigglego

	1	2	3	4
si	323	281	318	319
al	39	38	38	39,5
fm	17	26	19	20,5
c	9	6,6	10	6,5
alk	35	29,6	33	33,5
k	0,42	0,41	0,48	0,60
mg	0,21	0,31	0,09	0,16
c/fm	0,53	0,26	0,52	0,31

Wartości projekcyjne Osanna

	1	2	3
s	76,4	73,9	76,6
a	17,1	14,5	17
c	2,1	3,0	2
f	10,8	12,5	11
n	5,4	5,7	5,15

Skład normatywny

	1	2	3	4
kwarc	20,76	17,95	20,34	20,34
ortoklaz	31,69	27,92	32,80	40,59
albit	35,11	35,50	33,01	25,15
anortyt	4,17	7,27	3,89	5,56
diopsyd	3,09	—	5,34	0,71
hypersten	0,57	7,68	2,87	4,40
magnetyt	2,55	2,90	2,55	2,32
ilmenit	1,37	—	—	0,66
apatyt	0,34	—	—	—
korund	—	0,78	—	—

1 — Granit starokorecki — anal. autor.
2 — „ mucharowski wg M. J. Bezborodki (1935)
3 — „ z Malina wg M. J. Bezborodki (1935)
4 — „ z Eurajoki wg P. Eskoli (1927)

Studia porównawcze i dyskusja

Zastanawiając się nad stosunkiem granitu starokoreckiego do bezpośrednio doń przylegającego od południa i wschodu granitu mucharowskiego — stwierdzić możemy, że między tymi granitami zachodzi wyraźne pokrewieństwo. Porównanie składu chemicznego obu skał (tabela 1 str. 84) oraz obliczonych zeń wartości charakterystycznych (P. Niggiego, Osanna) wskazuje na nieznaczne różnice składu, jak np. przewagę krzemionki w starokoreckim, zaś FeO i MgO w mucharowskim (na skutek obecności w nim amfibolu). Obie skały rzutują się w tym samym sekstancie trójkąta projekcyjnego Osanna (fig. 2), przy tym granit starokorecki jest nieco więcej oddalony od wierzchołka *F* trój-

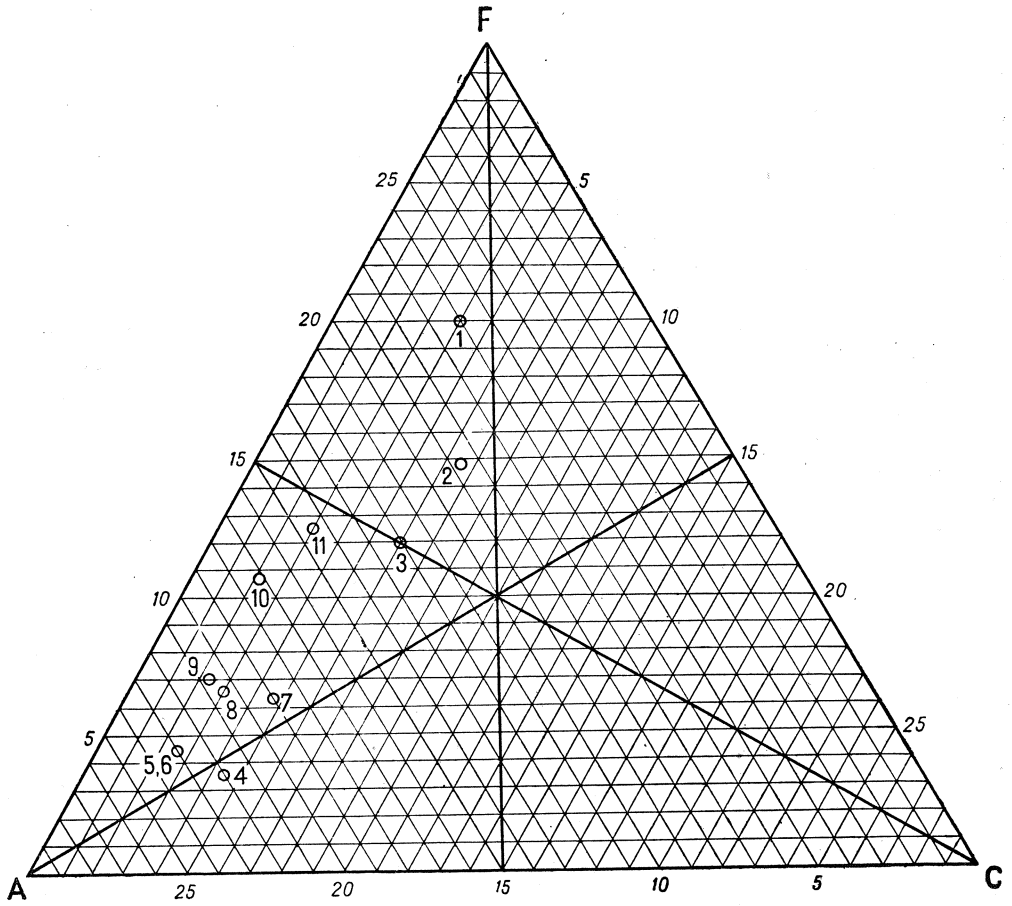


Fig. 2. Skały okolic Korca, Hołyczówki i Gwozdowa na trójkącie projekcyjnym Osanna. *1* — łupek amfibolowy Hołoczówki; *2* — dioryt; *3* — granodioryt; *4* — drobnoziarnisty granit żyłowy z Hołyczówki; *5* — gruboziarnisty granit żyłowy z Hołyczówki; *6* — granit hołyczowski; *7* — granit gwozdowski; *8* — granit korecki; *9* — granit ośnicki; *10* — granit starokorecki; *11* — granit mucharowski

Fig. 2. Rocks of the environs of Korzec, Hołyczówka and Gwozdów in Osann's projection triangle. *1* — amphibole schist from Hołyczówka; *2* — diorite; *3* — granodiorite; *4* — fine grained vein granite from Hołyczówka; *5* — coarse grained vein granite from Hołyczówka; *6* — granite from Hołyczówka; *7* — granite from Gwozdów; *8* — granite from Korzec; *9* — granite from Ośnick; *10* — granite from Stary Korzec; *11* — granite from Mucharów

kąta i przysunięty bliżej do boku *AF*. W wartościach molekularnych Nigglego (tabela 1 str. 84) większa różnica między porównywanymi granitami zaznacza się w pozycji *fm* i *si*, na fig. 3 granit starokorecki przesunięty jest na prawo od mucharowskiego.

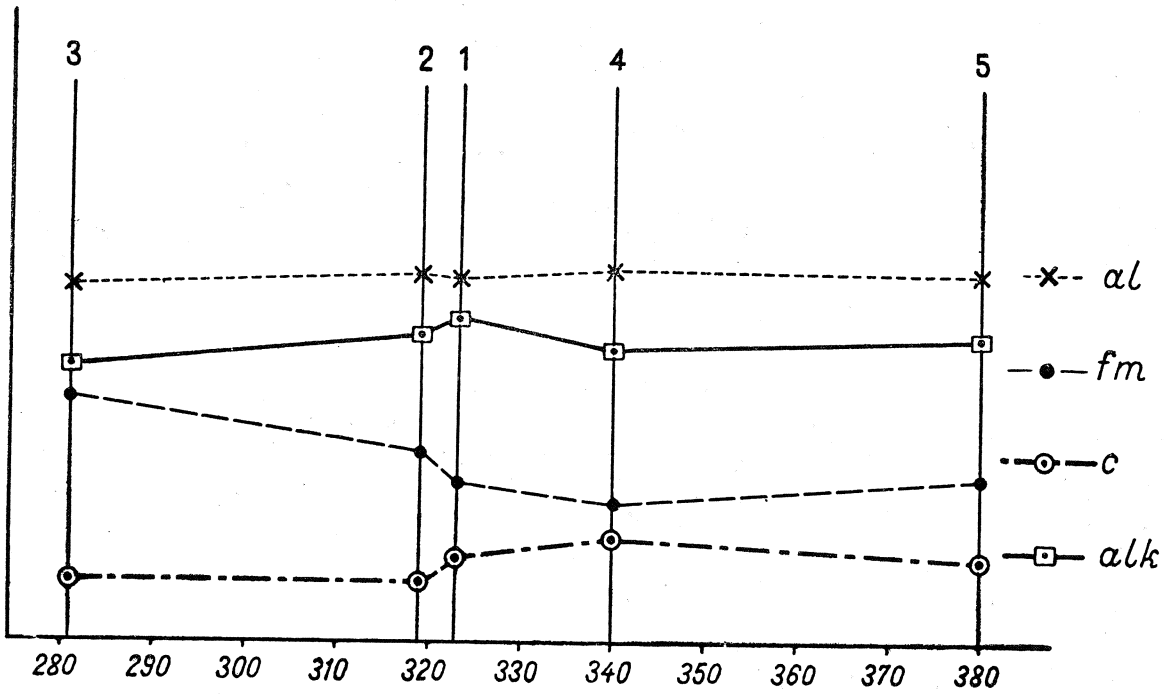


Fig. 3. Diagram (według Nigglego) granitu starokoreckiego i skał pokrewnych wg danych tabeli 1. *1* — granit starokorecki; *2* — granit rapakiwi z Eurajoki; *3* — granit mucharowski; *4* — magma granitu rapakiwi typu wyborskiego wg Wahla; *5* — magma rapakiwi wg Nigglego

Fig. 3. Niggli's diagram of granite from Stary Korzec and related rocks according to table I. *1* — granite from Stary Korzec; *2* — rapakivi granite from Eurajoka; *3* — granite from Mucharów; *4* — magma of the rapakivi granite of Vyborg type according to Wahl; *5* — rapakivi magma according to Niggli

Co się tyczy ustalenia pozycji granitu starokoreckiego wśród innych różowych granitów Masywu Krystalicznego Ukraińskiego, to po zapoznaniu się na podstawie literatury z charakterem petrograficznym i składem chemicznym poszczególnych odmian w obrębie granitów typu kirowskiego (korostyszowskiego) i typu korosteńskiego wybrano granit z Malina (wołyński region rapakiwi wg M. I. Bezborodki, 1935, str. 106). Opisywany granit starokorecki wydaje się najbardziej zbliżonym do granitu z Malina pod względem składu chemicznego i niezbyt odbiegać pod względem struktury i składu mineralnego. Jak wykazują dane tabeli 1 (str. 84), obie skały mają znaczne pokrewieństwo składu chemicznego, co się szczególnie wyraźnie zaznacza przy porównaniu wartości molekularnych Nigglego i projekcyjnych Osanna.

Różnica istotna obu granitów zaznacza się w obecności grünerytu w granicie z Malina, nie znalezionego w starokoreckim (ani mucharowskim granicie), a także w obecności pól pleochroicznych dokoła wrostków w hornblendzie granitu z Malina.

Jak wyżej podano (str. 81), granit starokorecki nie daje się makroskopowo odróżnić od granitu rapakiwi z Eurajoki, z którym wykazuje także podobieństwo składu mineralnego. Porównanie składu chemicznego obu tych skał (tabela 1, str. 84), oraz ich liczbowych wartości charakterystycznych wskazuje na pokrewieństwo obu porównywanych skał. Istotna różnica występuje przy zestawieniu wzajemnego stosunku sodu i potasu w tych granitach: gdy w starokoreckim potas nieznacznie tylko przeważa nad sodem, to w granicie z Eurajoki stosunek K_2O do Na_2O wynosi 2,3. Na diagramie wartości molekularnych Nigglego obie skały wykazują tylko nieznaczne odchylenia (fig. 3).

M. J. Bezborodko (1935 str. 234) zaliczył granit mucharowski do granitów typu kirowskiego. Ł. G. Tkaczuk (1948) do tejże grupy granitów korostyszowskich (kirowskich) zaklasyfikował obok granitu mucharowskiego także i granit starokorecki. Według I. Usienki (1955) granit kirowski (korostyszowski) stratygraficznie należy do młodszej (II) grupy granitów archaiku [1], starszych od plagiogranitów (gnejsów biotytowych, amfibolowych, grafitowych, metabazytów i innych).

Z punktu widzenia moich badań zaklasyfikowanie granitu starokoreckiego do grupy granitu korostyszowskiego (kirowskiego) nasuwa pewne wątpliwości.

Studia terenowe sugerują wyraźnie młodszy wiek granitu starokoreckiego w porównaniu ze skałami jego otoczenia. Także studia mikroskopowe stwierdziły, że w biotycie tego granitu nie występują pola pleochroiczne dokoła wrostków, co jest cechą pospolitą dla skał archaikum okolic Korca. Pokaźne rozmiary i znaczna ilość żył różowego pegmatytu (p. str. 89) w łupkach iniekcyjnych i gnejsach na południe od Korca położonych zdają się być związane genetycznie z granitem starokoreckim, co podkreśla jego odrębne stanowisko wśród skał otoczenia. Również i M. I. Bezborodko (1935 str. 51) miał pewne wątpliwości przy zaklasyfikowaniu granitu mucharowskiego do grupy granitów kirowskich pisząc „nejasnist' idiomorfizmu w kryształach nabłyżaje porodu (granit mucharowski — autorka) do korosteńskoho tipu granitu". Zapewne obecność fluorytu i hornblendy, tak charakterystycznych składników granitów rapakiwi, występujących też w granicie mucharowskim powiększała trudności Bezborodki (1935). Prawdopodobnie niejasna sytuacja granitu mucharowskiego stała się przyczyną, że ani W. J. Łuczickij ani W Sobolew nie umieścili granitu mucharowskiego w swoim układzie chronologicznym skał krystalicznych Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego (K. Smulikowski 1948). K. Smulikowski nie umieścił także granitu starokoreckiego w swoim schemacie wiekowym.

Studia własne pozwalają mi sądzić, że granit starokorecki bliższy jest granitom typu korosteńskiego i skłonna jestem uważać go za przynależny do grupy granitów rapakiwi. Wprawdzie pewne wątpliwości nasuwają mi następujące fakty.

Granit starokorecki zawiera 4,07% wag. Na_2O, co jest rzadko nototowane w granitach rapakiwi. Należy jednak zwrócić uwagę, że także

---

[1] Odpowiadających II (pobotnickiej) grupie granitów J. Sederholma.

inne skały okolic Korca w porównaniu z odpowiednimi skałami Finlandii mają podwyższoną wartość sodu (tabela 5, str. 124). Metasomatoza sodowa jest aktem rozpowszechnionym w skałach Masywu Krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego (W. J. Łuczyckij 1950, J. I. Połowinkina 1937, 1955). Między innymi dotknięte przez nią zostały także skały plutonu korosteńskiego, np. podwyższoną zawartość sodu wykazuje granit perżański (J. I. Połowinkina 1955).

Budzą zastrzeżenie (jako fakt drugi) także zanotowane w granicie starokoreckim przejawy deformacji mechanicznych. Nie przesądzając na razie ich przyczyny (orogeneza czy procesy metasomatozy) należy przypomnieć, że deformacje takie są silnie zaznaczone w skałach Masywu Wołynidów i nie ma potrzeby szukać ich wyrazu w szlifach mikroskopowych. W żyłach pegmatytów różowych z okolic Korca deformacje mechaniczne widoczne są makroskopowo w postaci kolankowo powyginanych słupków czarnego turmalinu. P. Radziszewski (1925) notuje deformacje mechaniczne w każdym różowym granicie Korca i okolic, S. Małkowski (1927) i K. Smulikowski (1948) stwierdzają zaś kataklastyczne deformacje kwarcu także w różowych granitach na N od Korca położonych.

Także granity plutonu korosteńskiego wykazują deformacje mechaniczne. Zanotował je W. Sobolew (1947 str. 59) w granicie rapakiwi z okolic Richty, M. I. Bezborodko (1935 str. 32) zaś w granicie perżańskim.

Wprawdzie w granitach rapakiwi w Finlandii nie są znane deformacje mechaniczne, lecz opisywane są w rapakiwi Norwegii (Drivstuen zach. część masywu Trondhjem), o czym wspomina V. Hackman (1934 str. 23)powołując się na Carstensa. Nie jest wykluczone, że tektogeneza Masywu Wołynidów miała swoją odrębną od masywów Finlandii historię rozwoju i skały młodsze również zostały mechanicznie zdeformowane. Należy poza tym zwrócić uwagę, że granit starokorecki wykazuje przejawy przeobrażeń metasomatycznych.

Wobec braku dostatecznie dokładnego opracowania petrologicznego granitów Masywu Ukraińskiego wysunięty przeze mnie wniosek o przynależności granitu starokoreckiego do grupy granitów plutonu korosteńskiego można rozpatrzyć jako hipotezę roboczą i zwrócić uwagę przy dalszym rozpatrywaniu różowych granitów obszaru. Wiadomem jest, że dokładne studia petrologiczne pozwalają uściślić zarówno genezę, jak i wiek skał. Na przykład do niedawna granit żytomierski i berdyczowski uważane były za równowiekowe. Badania A. J. Chatuncewej (1955) dowiodły starszego wieku granitu berdyczowskiego. Można przypuszczać, że ustalenie absolutnego wieku skał okolic Korca ułatwi odczytanie następstwa chronologicznego poszczególnych skał tego terenu, których tymczasowe stosunki chronologiczne przedstawiono na str. 126 niniejszej pracy.

Żyły pegmatytowe okolic Korca

Wśród skał krystalicznych okolic Korca ukazują się liczne żyły: granitowe, pegmatytowe, aplitowe, kwarcowo-skaleniowe, kwarcowe

i kwarcowo-turmalinowe, przy czym druga i trzecia grupa należą do najpospolitszych.

Podobnie jak granity okolic Korca żyły pegmatytowe i aplitowe dzielą się na szare i różowe.

a) Żyły r ó ż o w e g o pegmatytu skoncentrowały się głównie w' Korcu oraz na południe od niego. Jakkolwiek są one mniej liczne niż żyły szarego pegmatytu, rozmiarami jednak znacznie je przewyższają. Żyły różowego pegmatytu nadają swoiste piętno morfologii południowej części masywu zaznaczając się w szeregu niemal równolegle przebiegających wzgórz występujących głównie na prawym brzegu Korczyka i jego dopływu — rzeki Ślepiec. Przedłużenie niektórych żył ukazuje się także i na lewym brzegu Korczyka. Skały otoczenia, wśród których uformowały się opisywane żyły, uległy mniej lub więcej znacznemu zniszczeniu, lecz studia terenowe pozwalają sądzić, że skały te należały do łupków krystalicznych. Bieg większości żył różowego pegmatytu N-S, upad przeważnie stromy.

Na odcinku Babin-Korzec zanotowano występowanie dziewięciu żył tego typu znacznej grubości (niektóre do 10 m). Brak jednakże kompletnych odsłonięć nie pozwala oznaczyć zajmowanego przez nie obszaru chociaż niekiedy materiał pegmatytowy o analogicznym wyglądzie ukazuje się na przestrzeni kilkudziesięciu (59) metrów. Trudno jednak z całą pewnością wnioskować, czy pochodzi on z jednej żyły, czy też z kilku obok siebie występujących. Bardzo często w peryferycznej części żyły ukazuje się materiał aplitowy lub oba materiały są w niej pomieszane. Skład mineralny obu materiałów jest najczęściej ten sam. Jeżeli jednak ukazuje się także granat, gromadzi się on chętniej w części aplitowej.

Makroskopowo dają się wyróżnić w pegmatycie następujące składniki: 1) różowy lub czerwony skaleń (ortoklaz, mikroklin, mikropertyt), poprzerastany często ciemnym kwarcem. Niektóre skalenie mają do 60 cm w osi Z, lecz przeciętnie występują w tabliczkach o rozmiarach 4 do 8 cm; 2) kwarc, najczęściej ciemno zabarwiony, w ziarnach o zmiennej grubości; 3) muskowit z żółtawozielonkawym odcieniem w blaszkach o rozmiarach drobniejszych niż średnich rozmiarów tabliczki skalenia; w nielicznych przypadkach blaszki muskowitu mają 10 — 12 cm średnicy; 4) drobnołuseczkowaty biotyt; 5) czarny turmalin (w słupkach, mających niekiedy 10 — 12 cm w osi) wykazuje spękania i przerosty, a także w niektórych kryształkach silne deformacje (kolankowe wygięcia), co zdaje się przemawiać za tym, że utwory pegmatytowe już w stanie skonsolidowanym ulegać musiały ruchom górotwórczym; 6) różowawobrunatny granat w kryształkach o średnicy kilku milimetrów gromadzi się głównie w aplitowej części skały.

Żyły różowego pegmatytu zdają się genetycznie wiązać z różowym granitem starokoreckim, o czym świadczyć by mogła ich sytuacja geologiczna, bieg N-S oraz znaczne rozmiary harmonizujące z potężnymi rozmiarami batolitu granitu starokoreckiego łącznie z mucharowskim. Te same czynniki, które przyczyniły się do uformowania granitu starokoreckiego, mogły wywołać powstanie w jego otoczeniu wspomnianych wyżej wielkich żył różowego pegmatytu.

b) Żyły szarego pegmatytu, wyraźnie mniejszych niż poprzednio opisane rozmiarów, są znacznie liczniejsze i występują we wszystkich skałach okolic Korca z wyjątkiem granitów różowych. Grubość ich waha się od kilku do kilkudziesięciu centymetrów i wyjątkowo tylko dochodzi do 2 m. Bieg ich jest zgodny z biegiem łupków i gnejsów lub niezależny od skał otoczenia. W niektórych przypadkach notowane jest przecinanie się tych żył, co pozwala śledzić ich wzajemną chronologię. Podobnie jak w żyłach różowego pegmatytu występuje także w żyłach opisywanych materiał aplitowy układając się głównie w ich części peryferycznej. W żyłach szarego pegmatytu notowany jest selektywny układ składników mineralnych, ujawniający się w nagromadzeniu materiału kwarcowo-skaleniowego lub kwarcowo-turmalinowego w części środkowej utworu, gdy składniki pozostałe układają się na peryferii. Grubość ziarn tych żył jest mniejsza niż w opisanych wyżej różowych pegmatytach, a kryształy turmalinu 36 cm długości lub tabliczki skalenia mające 30 cm w osi Z należą w nich do rzadkości.

Wykazując na ogół taki sam skład mineralny jak żyły pegmatytu różowego (biotytu jest w nich więcej), żyły tu opisywane zawierają kryształki apatytu wydłużone do 1 cm w osi Z. Pięknie (dwustronnie) wykształcone zielonkawoniebieskie słupki tego minerału najczęściej tkwią w biotycie lub z nim sąsiadują układając się głównie przy łupinie żyły. Składnik ten jako przywiązany wyłącznie do żył szarego pegmatytu może stanowić cechę rozpoznawczą tych utworów nawet w przypadku zmiany ich właściwej barwy na różową, co się zdarza przy wietrzeniu skał.

Zespół skalny okolic Hołyczówki i Gwozdowa

Opisywany tu zespół skalny położony jest w odległości około 3 — 4 km na północny zachód od Korca i ukazuje się głównie na wyniosłościach terenu (warstwica 205 i 213). Na polach wsi Hołyczówki i Gwozdowa w skałach opisywanego zespołu założono trzy większe oraz kilka mniejszych kamieniołomów; poza tym na całym obszarze występowania skał zespołu (o łącznej powierzchni 5,5 km^2) w odkrywkach luźnych ukazują się następujące skały: amfibolit, łupki amfibolowe, dioryt, granodioryt, jasnoszary granit hołyczowski, ciemniejszy odeń granit gwozdowski, żyły gruboziarnistego szarego granitu oraz żyły pegmatytowe, aplitowe, kwarcowo-skaleniowe i kwarcowe. Poza skałami zespołu na zajmowanym przez nie obszarze występują łupki iniekcyjne o charakterze typowych skał tegoż rodzaju okolic Korca; w korycie Korczyka pod Morozówką ukazują się te łupki obok bloków świeżego diorytu.

Cechą charakterystyczną skał okolic Hołyczówki i Gwozdowa jest nie tylko bogactwo typów skalnych, lecz również występowanie skał jednego typu w kilku odmianach, a także skał o charakterze przejściowym pomiędzy typami petrograficznie zdefiniowanymi.

Przedstawione na tabeli 3 (str. 98) analizy chemiczne skał zespołu wykonane zostały tylko z odmian skał o zdecydowanym pod względem petrograficznym charakterze, lecz studiami optycznymi objęte zostały

wszystkie odmiany różnych typów skalnych, a więc także skały o charakterze przejściowym.

Łupek amfibolowy. Łupek amfibolowy zajmuje środkową część kamieniołomu diorytu we wsi Hołyczówka (fig. 4) oraz odsłania

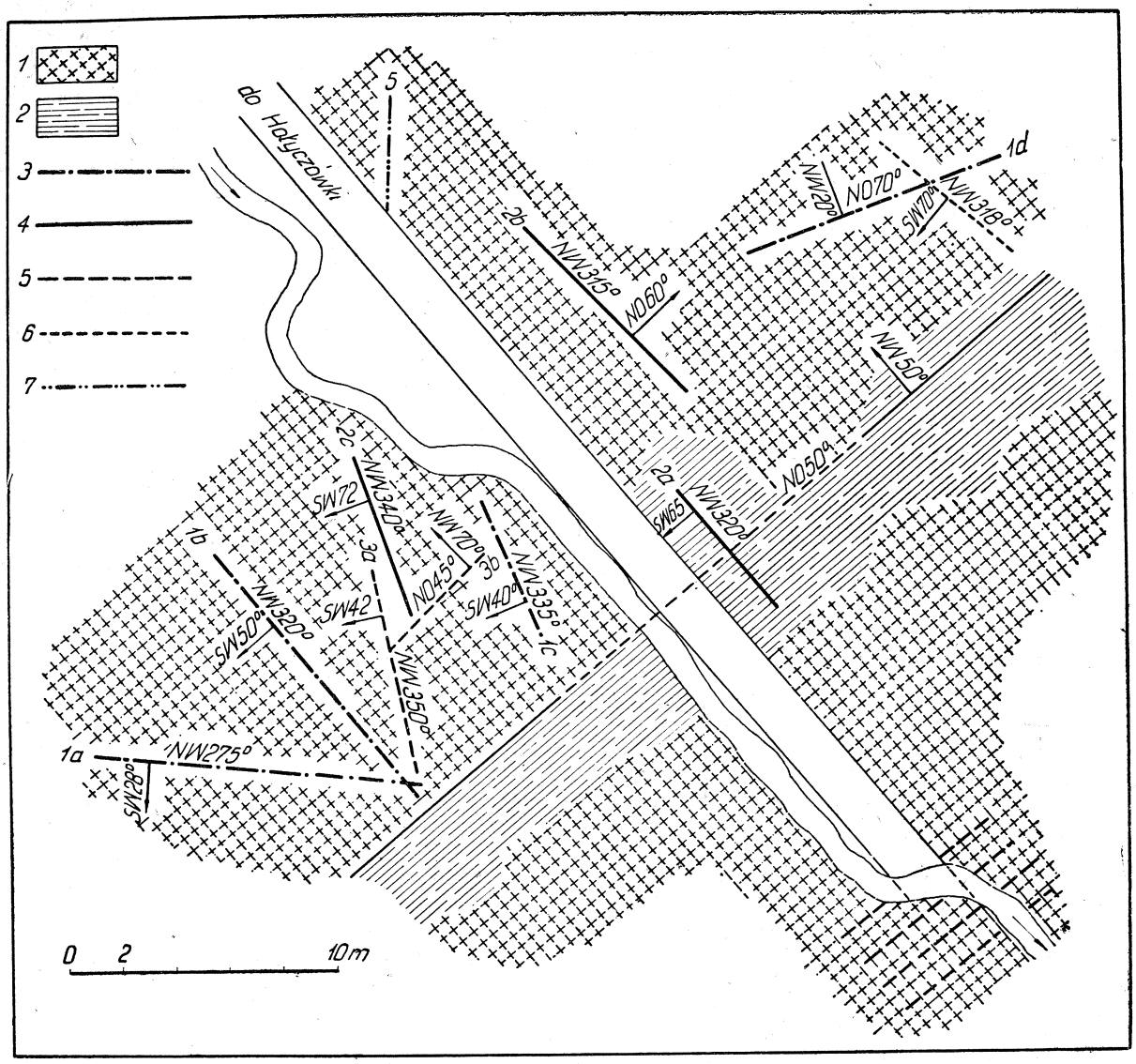


Fig. 4. Szkic orientacyjny rozmieszczenia skał w eksploatowanej w r. 1935 części kamieniołomu diorytu w Hołyczówce. *1* — dioryt; *2* — łupek amfibolowy; *3* — żyły granitowe; *4* — żyły aplitowe (granit drobnoziarnisty); *5* — żyły pegmatytowe średnioziarniste; *6* żyły kwarcowo-skaleniowe; *7* — żyły kwarcowe

Fig. 4. Orientation sketch of rock situation in exploited in 1935 part of the diorite quarry at Hołyczówka. *1* — diorite; *2* — amphibolitic schist; *3* — granite veins; *4* — aplite veins (fine grained granite); *5* — medium grained pegmatite veins; *6* — quartz feldspar veins; *7* — quartz veins

się w odległości około 200 — 300 m na zachód od kamieniołomu w korycie przepływającej przez wieś i kamieniołom rzeczki. Poza tym skała ta ukazuje się w postaci enklaw w diorycie eksploatowanym.

Łupki amfibolowe odsłaniające się w korycie rzeczki są silnie zwietrzałe i zawierają żyły średnioziarnistego pegmatytu (4 żyły na przestrzeni 300 m), łupek zaś amfibolowy w kamieniołomie jest zupełnie świeży, ma bieg NE-50° i z obu stron sąsiaduje bezpośrednio z dorytem. Stopniowe jego przejście w dioryt daje się zupełnie wyraźnie prześledzić w ścianach kamieniołomu. Makroskopowo jest on skałą barwy ciemnej, prawie czarnej, o zmiennej grubości ziarna, z przewagą odmiany drobnoziarnistej. Strukturę skały obrazuje tabl. IV, fig. 1. Amfibol występujący jako główny składnik łupku jest zwyczajną zieloną hornblendą o kącie znikania światła $Z : c = 15,8 - 17°$ i silnym pleochroizmie: *a* — barwa jasnożółta, *b* — zielona, *c* — niebieskawozielona. Kryształki hornblendy mają układ ze słabo zaznaczoną kierunkowością. W niektórych ich tabliczkach występują nieliczne wrostki kwarcu.

Tabela 2

Skład chemiczny biotytów i amfibolu w skałach Hołyczówki i Gwozdowa

(anal. I. Kardymowicz)

	1		2		3	
	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.
SiO_2	32,90	33,05	33,69	31,04	45,24	44,59
TiO_2	2,11	1,60	1,45	1,00	1,14	0,84
P_2O_5	0,10	—	0,25	—	0,30	—
F_2	0,00	—	0,21	0,56	0,00	—
Al_2O_3	15,33	9,09	13,96	7,58	7,88	4,58
Fe_2O_3	3,60	1,37	0,93	0,32	3,80	1,41
FeO	19,58	16,44	15,61	12,02	12,51	10,31
MnO	0,15	0,12	0,22	0,17	0,39	0,32
CaO	0,66	0,57	0,51	0,18	11,65	11,90
MgO	6,02	9,00	10,40	14,27	10,39	15,26
Na_2O	2,00	1,94	2,74	2,45	1,99	1,90
K_2O	8,33	5,34	8,15	4,78	1,10	0,69
Li_2O	0,02	0,04	0,09	0,16	0,00	—
$H_2O+105°$	6,40	21,44	8,30	25,47	2,50	8,20
$H_2O-105°$	2,65	—	3,19	—	0,99	—
	99,85	100,00	99,70	100,00	99,88	100,00
Ciężar właściwy	3,09		2,99		3,08	

Wartości molekularne wg Nigglego

	1	2	3
si	73	74	93
al	20	18	9,61
fm	62,5	64	60
c	1,29	0,38	25
alk	16,2	17	5,5
k	0,73	0,68	0,4
mg	0,32	0,53	0,53
c/fm	0,02	0,006	0,41

1 — biotyt z granitu gwozdowskiego
2 — biotyt z diorytu Hołyczówki
3 — amfibol z diorytu Hołyczówki

W blaszkach biotytu o brzegach silnie skorodowanych, ze znaczną liczbą pól pleochroicznych dokoła zawartych w nim wrostków, stwierdzić można zjawisko deformacji mechanicznych (wygięcia blaszek) oraz znaczne zaciemnienie barwy wzdłuż szczelin łupliwości; odznacza się on silnym pleochroizmem: *a* — barwa jasnożółta (jak w amfibolu), b = c — zielonkawobrunatna. Występuje w łupku w ilości zmiennej.

Plagioklaz o składzie $Ab_{75}An_{25}$ zajmuje w skale trzecie miejsce co do ilości tworzących ją minerałów. Wykazuje faliste lub plamiste znikanie światła oraz deformacje mechaniczne w postaci wygięcia i przesunięć smug zbliźniaczenia albitowego; zbliźniaczony jest według prawa karlsbadzkiego i albitowego. Jest on zupełnie świeży i zawiera amfibol i biotyt w postaci wrostków. Kwarc ukazuje się w ilości niewielkiej i w drobnych ziarnach. Poza tym występuje w łupku magnetyt i epidot, głównie w sąsiedztwie minerałów femicznych, oraz apatyt, cyrkon i tytanit jako wrostki ukazujące się przeważnie w biotycie.

W tabeli 3 podano analizę chemiczną oraz inne wartości charakterystyczne łupku amfibolowego, przy czym dokonano przeliczenia składu chemicznego na mineralny w sposób następujący: 1) stosując metodę planimetryczną Delessa ustalono, że stosunek amfibolu do biotytu wynosi w skale 1,334 : 1; 2) przyjęto, że skład chemiczny amfibolu z łupki jest tak sam jak amfibolu analizowanego z diorytu, gdyż dwa te minerały obu skał wykazują wielkie podobieństwo mikroskopowe swych cech optycznych; wobec tego całą zawartość MgO skały podzielono we właściwym stosunku pomiędzy amfibol i biotyt i odpowiednio odliczono ze skały inne tlenki tych składników (tabela 4, str. 100).

W trójkącie projekcyjnym O s a n n a (fig. 2) łupek opisywany układa się w sekstancie III, najbardziej spośród innych skał zespołu zbliżony do wierzchołka *F*.

D i o r y t z H o ł y c z ó w k i. Dioryt ukazuje się w naturalnych odsłonięciach (dużych blokach) we wsi Hołyczówka, gdzie też założono w nim kamieniołom; poza tym, jak już wspomniano wyżej (p. str. 90), duże jego bloki ukazują się w korycie Korczyka pod Morozówką, w odległości zaś 2 km na wschód od kamieniołomu znaleziono go w studni na głębokości około 5 — 6 m pod pokrywą granitu gwozdowskiego.

Charakter diorytu najlepiej można poznać studiując go na ścianach kamieniołomu: tu widać wyraźnie, że odznacza się on wybitną zmiennością zarówno tekstury, jak i struktury oraz składu mineralnego, co razem wzięte daje w wyniku plamisty obraz skały.

Studia terenowe pozwoliły wydzielić następujące odmiany diorytu: 1) dioryt typowy (analizowany), 2) dioryt ciemniejszy niż poprzedni, bogatszy w biotyt, o teksturze smużystej, 3) dioryt jasny, gruboziarnisty oraz 4) dioryt o typie przejściowym do łupku amfibolowego. Pomiędzy tymi odmianami nie ma ostrych granic — jedne stopniowe przechodzą w drugie jakby rozpływając się wzajemnie. Trudne jest także wyznaczenie granicy pomiędzy diorytem a łupkiem amfibolowym wskutek tego, że obie skały występują w rozmaitych odmianach.

W diorycie ukazują się mniej lub więcej przeobrażone enklawy amfibolitu zbliżające się swym składem i wyglądem do zawierającej je

skały. Rozmiary enklaw oraz ich ilość maleją w miarę oddalania się od zetknięcia diorytu z łupkiem. Liczne żyły granitu, pegmatytu, aplitu oraz kwarcowo-skaleniowe ostro odcinają się od ciemnoszarego tła diorytu i przecinając się wzajemnie pozwalają ustalić ich chronologię (p. rozdział o żyłach na str. 102 — 105 i plan kamieniołomu, fig. 4).

Studia mikroskopowe wykazały następujący skład mineralny oraz następujące charakterystyczne cechy diorytu (tabl. IX fig. 2). Panującym składnikiem skały jest plagioklaz o zawartości anortytu od 10 — 12% (An_{10-12}), występujący w tabliczkach dwu rozmiarów: 1,6 — 2,8 mm oraz 0,26 — 0,40 mm (przeciętnie). Na większych tabliczkach widać wygięcia i przesunięcia smug zbliźniaczenia albitowego oraz lekko zaznaczoną budowę pasową i liczne wrostki kwarcu w części brzeżnej plagioklazu (fig. 7); są one nieco zmętniałe i noszą ślady metasomatycznego wypierania plagioklazu przez mikroklin, który w postaci plam ukazuje się w plagioklazie lub zatokowato się doń wdziera. Drobne natomiast tabliczki są zupełnie świeże, nie zdradzają deformacji mechanicznych ani oznak wypierania plagioklazu przez mikroklin.

Jakkolwiek nie dało się uchwycić różnicy w składzie chemicznym drobnych i większych tabliczek, przypuszczać jednak można, że plagioklaz w drobnych tabliczkach należy do uformowanych później (tj. młodszych). Notowane są także osobniki plagioklazu występujące w postaci ziarn ksenomorficznych.

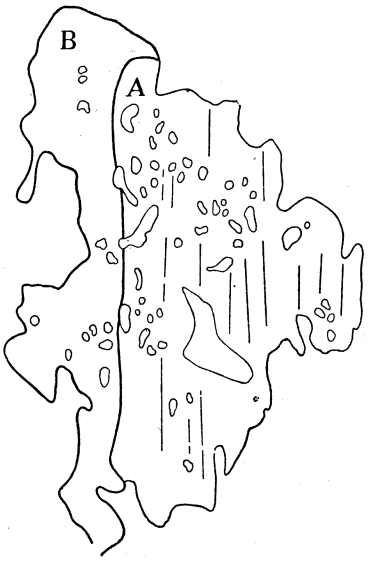


Fig. 5. Biotyt (*B*) i amfibol (*A*) z przerostami kwarcowymi. Dioryt z Hołyczówki, x 70

Fig. 5. Biotite (*B*) and amphibole (*A*) with quartz intergrowths. Diorite from Hołyczówka

Mikroklin z wyraźnie zaznaczoną kratką bliźniaczą odznacza się wyjątkową świeżością i zawiera wszystkie pozostałe składniki skały w postaci wrostków, co pozwala zaliczyć go do najmłodszych jej składników. O późniejszym w porównaniu z resztą składników jego formowaniu się świadczy także brak w nim śladów przeobrażeń mechanicznych notowanych w plagioklazie, biotycie i kwarcu opisywanego diorytu.

Ortoklaz ukazuje się w ilości nieznacznej i jest całkiem świeży. Ksenomorficzne ziarna kwarcu są spękane i wykazują faliste znikanie

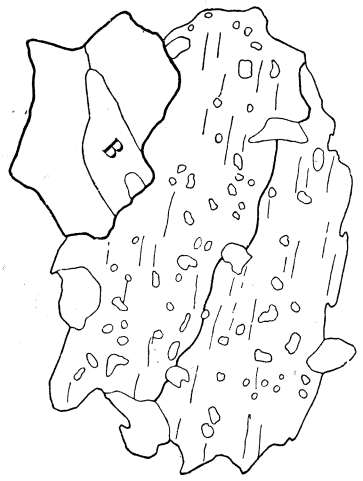


Fig. 6. Bliźniak amfibolu z przerostami kwarcowymi. Obok biotyt (*B*) i kwarc. Łupek amfibolowy z Hołyczówki, x 120
Fig. 6. Amfibole twin with quartz intergrowths. Beside biotite (*B*) and quartz. Amfibolitic schist from Hołyczówka, x 120

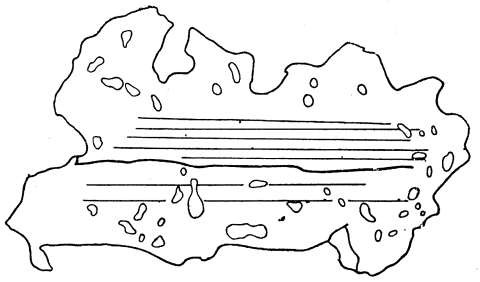


Fig. 7. Plagioklaz z ziarnami kwarcu na obwodzie. Dioryt z Hołyczówki, x 120
Fig. 7. Plagioclase with quartz grains on circumference. Diorite from Hołyczówka, x 120

światła, a także zawierają wrostki biotytu, apatytu i rutylu. Kwarc ukazuje się również w drobnych ziarnach o różnych kształtach w postaci przerostów w amfibolu, biotycie i plagioklazie (por. fig. 5, 6, 7). Ze względu na drobne rozmiary tych ziarn nie dało się ustalić, czy są one dynamiczne przeobrażone, czy też wolne od powyższych procesów. Hornblenda zielona należy do tegoż typu i charakteru optycznego co hornblenda z łupku amfibolowego opisana wyżej (p. str. 92). Na przekroju równoległym do osi Z wykazuje silnie skorodowane brzegi oraz liczne ziarna kwarcu, zwłaszcza na obwodzie (p. fig. 5 i tabl. V, fig. 1). W ich sąsiedztwie barwa hornblendy ulega wyraźnemu rozjaśnieniu. Poza tym opisywana hornblenda zawiera także w postaci wrostków apatyt, rutyl, tytanit oraz tlenki żelaza. Daje się wyraźnie prześledzić przeobrażenie się jej w biotyt, czemu towarzyszy występowanie epidotu.

W odniesieniu do obecnego w diorycie biotytu zaznaczyć należy, że składnik ten ukazuje się w dwu generacjach: blaszki większe, o brzegach silnie skorodowanych (tabl. V, fig. 2), z licznymi polami pleochroicznymi dokoła zawartych w nim wrostków oraz z przerostami kwarcowymi na obwodzie, wykazują wyraźnie deformacje mechaniczne (wygięcia), a także zaciemnienie barwy wzdłuż szczelin łupliwości; są one analogiczne do blaszek biotytu w wyżej opisanym łupku amfibolowym (str. 93). Blaszki drobne natomiast o tych samych cechach optycznych co duże nie ujawniają deformacji mechanicznych ani zmiany barwy

wzdłuż szczelin łupliwości i nie zawierają przerostów kwarcowych. Grupują się one zazwyczaj przy amfibolu i epidocie, co pozwala przypuszczać, że się uformowały z amfibolu pod wpływem metasomatozy kwarcowo-potasowej. Poza tym notowany jest w diorycie biotyt w postaci drobnych fragmentów; niekiedy obrasta on amfibol (por. tabl. V, fig. 3).

Tytanit notowany jako wrostki w amfibolu i biotycie ukazuje się także w większych niezależnych kryształkach z wyraźnie zaznaczonym pleochroizmem: $a = b$ — barwa lekko żółtawa, c — różowawobrązowa.

Występujący w drobnej ilości turmalin wykazuje silny pleochroizm: o — barwa ciemnoszara, e — żółtawoszara. O apatycie i tlenkach żelaza pisałam wyżej.

W innych odmianach diorytu poza wyżej opisaną (analizowaną) odmianą typową występują te same minerały, lecz w zmiennych stosunkach ilościowych. Najciemniejsza, o teksturze smużystej, odmiana diorytu wykazuje wyraźną nad innymi składnikami przewagę biotytu, który swym z lekka uporządkowanym układem blaszek nadaje skale wygląd łupkowaty. Poza tym występuje tu większa ilość epidotu, obfitsze przerosty kwarcowo-biotytowe; mikroklinu w odmianie tej nie zauważono. Jasna, gruboziarnista odmiana diorytu jest wybitnie wzbogacona w plagioklaz i mikroklin, które w miejscach najjaśniejszych tej skały stają się składnikami panującymi. W odmianie diorytu o charakterze przejściowym do łupku, podobnie jak w samym łupku, amfibol zaliczyć należy do składników panujących. Zaznaczyć należy także, iż w niektórych okazach diorytu ukazuje się w niewielkich ilościach piryt.

Analizę chemiczną najbardziej typowej odmiany diorytu oraz inne jej charakterystyczne wartości umieszczono w tabeli 3. Jego skład mineralny obliczono w podobny jak dla łupku sposób opierając się na uzyskanych z pomiaru danych stosunku amfibolu do biotytu 1 : 1,026 (p. tabela 4b).

Analizy biotytu i amfibolu wydzielonych z diorytu przedstawione są w tabeli 2 (p. str. 92). Punkt projekcyjny diorytu rzutuje się w III sekstancie trójkąta projekcyjnego Osanna w polu diorytów kwarcowych (por wyżej fig. 2).

Granodioryt okolic Hołyczówki i Gwozdowa. Skała powyższa ukazuje się w trzech niewielkich kamieniołomach (próbnych) położonych w odległości 1 — 2 km na SE od kamieniołomu diorytu, a także w luźnych blokach przy skrzyżowaniu dróg Korzec-Hołyczówka i Gwozdów-Morozówka. W największym z nich widoczny jest kontakt opisywanego granodiorytu z granitem gwozdowskim, przy czym nie dają się zanotować żadne przeobrażenia kontaktowe którejkolwiek z powyższych skał. Obie skały na złączeniu są ze sobą silnie spojone i z trudem dają się mechanicznie oddzielić.

Granodioryt jest skałą średnioziarnistą, barwy ciemnoszarej, o lekko smużystej teksturze, co daje się widzieć jedynie na odsłonięciach o większej powierzchni. Ukazujące się w granodiorycie enklawy amfibolitu są analogiczne do tychże w diorycie, lecz drobniejsze i mniej liczne. Makroskopowo granodioryt przedstawia się we wszystkich odsłonięciach jako skała mniej lub więcej zwietrzała.

Pod mikroskopem ukazuje się plagioklaz w złym stanie zachowania (zmętniały), z silnie postrzępionymi brzegami, ma ten sam skład chemiczny co plagioklaz w diorycie ($Ab_{88}An_{12}$). Zupełnie świeży mikroklin występuje w ilości większej niż w diorycie. Ortoklaz nieliczny, z drobnymi łuseczkami serycytu. Kwarc o falistym znikaniu światła zawiera jako wrostki biotyt i rutyl. Biotyt, ukazujący się w drobnych blaszkach lub skupieniach, robi wrażenie mechanicznie pokawałkowanego; składnik ten obrasta amfibol lub tworzy z nim przerosty. Biotyt wykazuje silny pleochroizm, a mianowicie barwy: a — jasnożółtą, $b = c$ — żółtawobrunatną. Przypomnieć trzeba, że jest to pleochroizm odmienny od pleochroizmu w biotycie z diorytu i łupku, który opisywałam wyżej. Amfibol wyraźnie ustępujący w skale biotytowi należy do rodziny zwyczajnej zielonej hornblendy i jest analogiczny do amfibolu w diorycie i łupku, lecz o mniejszym kącie znikania światła ($Z : c = 13°$); występuje w tabliczkach i strzępach. Składnikom femicznym granodiorytu towarzyszy epidot. Poza tym w porównaniu z diorytem i łupkiem amfibolowym opisywany granodioryt zawiera obcy dwu poprzednim skałom serycyt.

W tabeli 3 podano analizę chemiczną oraz inne dane charakterystyczne opisywanego granodiorytu (3). Jego skład mineralny obliczono w podobny sposób co dwu skał poprzednich, biorąc pod uwagę stosunek amfibolu do biotytu równy 1 : 2, przy czym założono, że biotyt i amfibol mają tu taki sam skład chemiczny jak w diorycie.

Punkt projekcyjny granodiorytu rzutuje się na granicy sekstantów II i III i jest bardziej niż w diorycie przysunięty do boku AF trójkąta Osanna (fig. 2).

Granit gwozdowski. Skała powyższa zajmuje najbardziej wysuniętą na południe część opisywanego zespołu skalnego ukazując się w licznych luźnych blokach wietrzejących na różowo. Na polach wsi Gwozdowa oraz pod cmentarzem wsi Hołyczówki założono w niej dwa większe kamieniołomy.

Jest to jednorodna drobnoziarnista skała barwy szarej z niebieskawym odcieniem. Występują w niej nieliczne drobne enklawy amfibolitu tworzące pewne skupienia. Poza tym ukazuje się w niej kilka żył jasnoszarego gruboziarnistego granitu oraz szarego pegmatytu. Grubość tych żył nie przekracza kilku centymetrów. Makroskopowo daje się zauważyć niewielka ilość chalkopirytu w pobliżu enklaw amfibolitu.

Studia mikroskopowe pozwoliły stwierdzić obecność następujących składników granitu gwozdowskiego: plagioklaz, mikroklin, ortoklaz, kwarc, biotyt oraz apatyt, chloryt, epidot, muskowit, rutyl, serycyt, tytanit i tlenki żelaza. Poza tym przy wydzielaniu z granitu gwozdowskiego biotytu do analizy stwierdzono także obecność amfibolu o cechach zielonej hornblendy, co pozwala przypuszczać, że składnik ten występuje w nieznacznej ilości.

Plagioklaz o lekko zaznaczonej budowie pasowej jest wewnątrz silnie zserycytyzowany i posiada skład $Ab_{94}An_6$ — $Ab_{86}An_{14}$; występuje on w tabliczkach silnie skorodowanych. Mikroklin o zupełnie świeżym wyglądzie zawiera w postaci wrostków pozostałe główne składniki granitu, co może wskazywać na jego późniejsze tworzenie się. Charak-

Tabela 3

a) Skład chemiczny skał okolic Hołyczówki i Gwozdowa

	1		2		3		4		5		6		7	
	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.	% wag.	% mol.
SiO_2	55,11	55,40	60,15	62,87	65,84	69,83	72,25	77,41	74,00	78,45	73,89	79,06	73,26	79,01
TiO_2	0,70	0,52	0,88	0,69	0,54	0,54	0,33	0,26	0,14	0,11	0,15	0,12	0,09	0,07
P_2O_5	0,32	0,14	0,20	0,09	0,25	0,12	0,10	0,06	0,10	0,04	0,11	0,05	0,20	0,09
F_2	0,12	0,19	0,05	0,08	0,00	—	—	—	0,08	0,27	0,09	0,30	—	—
Al_2O_3	15,37	9,13	17,19	10,60	15,49	9,68	14,46	9,14	14,37	8,98	13,88	8,75	14,84	9,43
Fe_2O_3	2,88	1,09	2,60	1,02	1,62	0,65	0,77	0,33	0,60	0,24	0,36	0,15	0,46	0,19
FeO	4,37	3,69	2,92	2,56	2,96	2,62	1,07	0,98	0,49	0,43	0,72	0,64	0,39	0,35
MnO	0,00	—	0,00	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—
CaO	6,47	6,99	4,69	5,27	3,37	3,83	1,64	1,87	0,70	0,80	0,84	0,96	1,26	1,46
MgO	6,40	9,63	3,24	5,06	2,37	3,75	0,46	0,78	0,33	0,52	0,33	0,53	0,27	0,43
Na_2O	3,99	3,90	4,37	4,44	4,35	4,47	3,87	4,00	3,70	3,80	4,07	4,22	2,90	3,03
K_2O	2,23	1,44	2,35	1,57	3,06	2,07	4,89	3,34	5,33	3,60	5,37	3,66	6,39	4,39
Li_2O	0,00	—	0,01	0,02	0,00	—	—	—	0,10	0,22	0,00	—	0,00	—
$H_2O+105°$	2,34	7,88	1,63	5,70	0,69	2,44	0,41	1,82	0,71	2,51	0,43	1,55	0,43	1,55
$H_2O-105°$	0,25	—	0,36	—	0,25	—	0,22	—	0,17	—	0,04	—	0,14	—
BaO	—	—	0,08	0.03	—	—	—	—	0,05	0,02	0,02	0,01	—	—
S	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—
	100,57	100,00	100,72	100,00	100,79	100,00	100,48	100,00	100,88	100,00	100,34	100,00	100,63	100,00
Ciężar właściwy	2,87		2,77		2,76		2,68		—		2,62		2,63	

Tabela 3 (c. d.)

b) Wartości molekularne Nigglego i projekcyjne Osanna

	1	2	3	4	5	6	7
si	150	200	252	374	416	415	406
al	25	33	35	44	48	46	48
fm	42	31	27	11	8	8	6
c	19	17	14	9	4	5	7
alk	14	19	24	36	40	41	38
k	0,27	0,26	0,32	0,45	0,47	0,46	0,59
mg	0,62	0,53	0,49	0,31	0,36	0,36	0,38
c/fm	0,45	0,55	0,58	0,82	0,50	0,66	1,26
ti	1,47	2	1,54	1,21	—	0,64	0,37
p	0,36	0,28	0,43	0,3	—	0,23	0,47
qz	—6	24	52	132	156	151	154
A	5,72	6,33	6,67	7,47	7,82	8,02	7.52
C	4,07	4,78	3,31	1,82	0,84	0,88	1,48
F	20,10	10,85	7,10	2,43	1,48	1,60	1,17
a	6	8,64	11,78	19,11	23,1	23	22,2
c	4	6,52	5,66	4,66	2,5	2,5	4,4
f	20	14,82	12,56	6,22	4,4	4,5	3,4
n	7,3	7,36	6,83	5,46	5	5,4	4,1
k	0,96	1,15	1,34	1,55	1,61	1,60	1,63
s	60	67	72	79	81	80	80

1 — łupek amfibolowy z Hołyczówki (anal. I. Kardymowiczowa)
2 — dioryt z Hołyczówki (anal. I. Kardymowiczowa)
3 — granodioryt z Hołyczówki (anal. I. Kardymowiczowa)
4 — granit gwozdowski, Gwozdów (anal. P. Radziszewski 1935)
5 — granit hołyczowski, Hołyczówka (anal. J. Wojciechowski 1936)
6 — granit żyłowy w diorycie, Hołyczówka (anal. I. Kardymowiczowa)
7 — aplit żyłowy w diorycie, Hołyczówka (anal. I. Kardymowiczowa)

Tabela 4

Skały okolic Hołyczówki i Gwozdowa

a) Skład mineralny normatywny według A. Holmesa (% wagowe)

	1	2	3	4	5	6	7
Kwarc	1,42	10,80	17,94	26,04	30,18	27,30	29,04
Ortoklaz	13,35	13,90	17,79	28,91	31,69	31,69	37,81
Albit	33,54	36,68	36,68	32,49	31,44	34,58	24,63
Anortyt	17,52	20,57	13,90	6,95	2,50	3,06	5,28
Korund	—	—	—	0,31	1,53	0,20	1,22
Diopsyd	9,77	1,33	1,16	—	—	—	—
Hypersten	15,73	9,62	8,85	1,99	0,93	1,72	0,83
Magnetyt	4,18	3,71	1,32	1,16	0,93	0,46	0,70
Ilmenit	1,37	1,67	1,06	1,61	0,39	0,20	0,15
Apatyt	0,67	0,34	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34
	97,55	98,62	99,37	99,80	99,81	99,55	100,00
$H_2O + 105°$	2.34	1,63	0,69	1,82	0,71	0,46	0,43

b) Skład mineralny modalny, obliczony z analiz w oparciu o skład chemiczny biotytu i amfibolu

Numery kolumn odpowiadają numeracji skał wymienionych w tabeli 3.

Tabela 4 (c.d.)

	1	2	3	4	5	6	7
Kwarc	10,81	18,75	25,43	30,39	32,5	31,03	33,16
Plagioklaz	26,79	40,25	38,61	36,72	32,4	35,85	28,14
Skaleń potasowy	—	4,85	9,36	23,35	22,8	26,90	33,49
Biotyt	27,39	18,05	17,05	8,88	5,6	5,88	4,76
Amfibol	34,32	16,50	8,08	—	—	—	—
Apatyt	0,69	0,48	0,59	0,30	0,3	0,25	0,45
Tytanit	—	1,12	0,88	0,36	—	0,09	—
Muskowit	—	—	—	—	5,3	—	—
Inne	—	—	—	—	1,1	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
% anortytu w plagioklazie	25 — 30	10—12	10—12	6 — 14	8 — 13	9	6

terystyczna dla mikroklinu siatka bliźniacza ukazuje się na niektórych tabliczkach tylko na obwodzie.

W ilości nieznacznej ukazuje się mikropertyt mikroklinowy oraz mniej świeży od mikroklinu ortoklaz. Kwarc granitu gwozdowskiego jest analogiczny do kwarcu w łupku amfibolowym, diorycie i granodiorycie: jest spękany, wykazuje faliste znikanie światła oraz dwuosiowość. Biotyt w blaszkach mechanicznie zdeformowanych (wygiętych) nie jest równomiernie rozsiany po całej skale, lecz ukazuje się w agregatach. Wykazuje on silny, lecz odmienny od biotytu trzech wyżej wymienionych skał pleochroizm w barwach: a — jasnożółta, $b = c$ — ciemnobrunatna. Ta różnica barwy pleochroicznej była głównym powodem, dla którego wykonałam analizę chemiczną biotytu z granitu gwozdowskiego (tabela 2).

Muskowit pojawia się w drobnych blaszkach ułożonych głównie w pobliżu biotytu, z którym ma niekiedy jednakowo zorientowaną łupliwość; towarzyszy także ksenomorficznym ziarnom plagioklazu. Ma słabo zaznaczony pleochroizm: a — bezbarwna, $b = c$ — barwa żółtawa. Epidot towarzyszy plagioklazowi, chloryt zaś i tlenki żelaza gromadzą się przy biotycie.

Rozbiór chemiczny granitu gwozdowskiego (P. Radziszewski 1935), podobnie jak i jego charakterystyczne dane, umieszczono w tabeli 3. Skład mineralny obliczono zakładając, że cały MgO wchodzi w skład biotytu. Odpowiednio do tego odciągnięto ze składu skały pewną ilość K_2O, którego resztę przeliczono na skaleń potasowy.

Punkt projekcyjny granitu gwozdowskiego rzutuje się w sekstancie II trójkąta Osanna (por. fig. 2). Jest on odsunięty dalej od boku AF niż punkty projekcyjne pozostałych granitów arkusza Korzec (korecki, starokorecki i hołyczowski).

Granit hołyczowski. Szczegółowo opracowany przez J. Wojciechowskiego (1936) granit hołyczowski ukazuje się poza wy-

mienionymi przez niego czterema odkrywkami, także pod futorem Tyszackim (2 km na południowy zachód od Hołyczówki). Skała powyższa występuje tu w dwu niewielkich kamieniołomach, głębokości 3 — 4 m, przy czym w górnej części kamieniołomów jest to skała drobnoziarnista, barwy żółtawoszarej (jak w 1 i 2 odkrywce J. Wojciechowskiego), w części zaś dolnej przechodzi bez wyraźnej granicy w odmianę gruboziarnistą, barwy niebieskawoszarej (jak w odkrywce 3 tegoż autora). Z tego widać, że granit hołyczowski ma charakter niejednolity. W granicie tym występuje turmalin w skupieniach drobnych kryształków; dokoła skupień turmalinu ukazuje się skała jaśniejsza niż w całej swojej masie (tabl. VI, fig. 3). Studia optyczne obu tych odmian wykazały, że są one identyczne z opisywanymi przez J. Wojciechowskiego z odkrywki nr. 1 (1. c., str. 100 — 107). Zanotowano w nich te same cechy skały metasomatycznie przeobrażonej (co podaje J. Wojciechowski) jak również, że mikroklin należy do jednego z młodszych składników opisywanego granitu (najmłodszym jest turmalin). W odmianie gruboziarnistej mikroklin ma największe rozmiary i jest przyczyną gruboziarnistej struktury opisywanej skały. Niekiedy obrasta on skorodowane plagioklazy (tabl. VI, fig. 1). Zjawiska deformacji mechanicznych ujawniające się w kryształach kwarcu granitu hołyczowskiego, a opisane przez J. Wojciechowskiego (1936) zanotowane zostały także w granicie spod futoru Tyszackiego. Zauważono poza tym, że biotyt tej skały wykazuje także wygięcia większych blaszek, muskowit natomiast — faliste znikanie światła. Występujący w skale turmalin należy do tego samego typu co w granicie z Hołyczówki (1. c.).

Analiza granitu hołyczowskiego oraz inne charakterystyczne dane, jak również jego skład mineralny podane są w tabeli 3 (nr. 5).

Enklawy w skałach okolic Hołyczówki i Gwozdowa. W diorycie, granodiorycie oraz granicie gwozdowskim występują enklawy amfibolitu, niekiedy mniej lub więcej przeobrażonego w kierunku skał zbliżających się do dioryt u. Liczba enklaw i rozmiary ich maleją, w miarę jak skała je zawierająca staje się bardziej kwaśna; ponadto w diorycie — w miarę odległości od styku z łupkiem amfibolowym. Zanotowano, że w granicie gwozdowskim enklawy są najdrobniejsze, lecz występują w pewnych skupieniach (o czym na str. 97).

Studia zarówno terenowe, jak i optyczne wskazują na bliski związek genetyczny opisywanych enklaw ze skałami je zawierającymi. Enklawy są w nich dokumentem skał pierwotnych, z których powstały potem: dioryt, granodioryt i granit zespołu skalnego okolic Hołyczówki i Gwozdowa. G. E. Goodspeed (1940) proponuje wydzielenie takiej kategorii enklaw i objęcie jej terminem „skiality" (cień skały), co zdaje się najbardziej odpowiadać opisywanym enklawom. Zaznaczyć trzeba, że również K. Smulikowski (1946, str. 58 — 59) uważa za potrzebne wyróżnić z grupy enklaw podobne, genetycznie ze skałą związane utwory i proponuje dla nich nazwę „miantytów" (fragmentów substratu nie uległych stopieniu).

Makroskopowo enklawy te są to skały ciemne, prawie czarne, z zielonkawym odcieniem, o ziarnie drobniejszym niż zawierająca je skała (drobnoziarniste), kształtu wydłużonego, ostrokanciaste, o wyraźnie za-

znaczonej granicy ze skałą-gospodarzem. Tylko w nielicznych enklawach stwierdzić można na granicy ze skałą-gospodarzem wzbogacenie się w składniki saliczne oraz powiększenie grubości ziarna. U większości widzimy wzrost zawartości biotytu, któremu towarzyszy ubytek amfibolu.

W celu uchwycenia, czy istnieje zależność pomiędzy stosunkiem biotytu do amfibolu w skale-gospodarzu a stosunkiem tym w zawartej w skale enklawie, oznaczono metodą planimetryczną D e l e s s a stosunki te zarówno w skale, jak w enklawie. Uzyskane wyniki przedstawia niżej podana tabelka:

	stosunek biotyt: amfibol
dioryt	1,026 : 1
enklawa w nim (amfibolit)	1,87 : 1
granodioryt	2 : 1
enklawa w nim (amfibolit)	1 : 3,77
granit gwozdowski	w szlifie brak amfibolu
enklawa w nim (amfibolit)	1 : 2,94

Jak widać, istnienia poszukiwanej zależności nie dało się ustalić i, jak pozwalają sądzić wyniki pomiarów, stopień biotytyzacji enklaw jest różny.

We wszystkich badanych enklawach występują: amfibol, biotyt, epidot, plagioklaz, apatyt, tytanit, cyrkon. Ponadto w zewnętrznych częściach niektórych przeobrażonych enklaw ukazuje się mikroklin, kwarc muskowit i turmalin.

Amfibol jest zawsze tego samego typu zielonej hornblendy co w skale-gospodarzu, lecz przerosty kwarcowe są w nim rzadko notowane. Biotyt o silnym pleochroizmie: a — barwa jasnożółta, $b = c$ — żółtawobrunatna (jak w granodiorycie) przerasta się z amfibolem i plagioklazem. Plagioklaz o składzie $Ab_{90}An_{10}$ — $Ab_{78}An_{22}$ zawiera wrostki biotytu i amfibolu. Epidot ukazuje się w zmiennej ilości i towarzyszy biotytowi w postaci ziarnistej masy nie wykazującej pleochroizmu. Także tytanit, apatyt i cyrkon występują jako wrostki w biotycie. Mikroklin jest zupełnie świeży i ukazuje się w częściach zewnętrznych enklawy; tamże w ilości zmiennej występuje w postaci skupień kwarc, a także drobne kryształki turmalinu i blaszki muskowitu.

Poza enklawami amfibolitu ukazują się w diorycie tylko bardzo nieliczne enklawy skały o barwie jasnej, żółtawobrunatnej lub jasnozielonej, drobnoziarniste i słabo scementowane. Największa ze znalezionych o rozmiarach 2×9 cm, barwy jasnobrunatnej z żółtawym odcieniem ujawniła pod mikroskopem warstwowanie, przy czym warstewki epidotu układają się na przemian z warstewkami kwarcu, którego nawet drobne ziarenka wykazują faliste znikanie światła. Zauważono poza tym rozłożone i we fragmentach ukazujące się plagioklazy, których charakteru chemicznego nie zdołano ustalić. Ponieważ badana enklawa wykazuje w swej części zewnętrznej ten sam skład mineralny co zawierający ją dioryt, można sądzić, że należy ona do reliktów skały uległej procesowi diorytyzacji.

U t w o r y o c h a r a k t e r z e ż y ł w y s t ę p u j ą c e w s k a ł a c h H o ł y c z ó w k i i G w o z d o w a. Wszystkim wyżej opisanym

skałom towarzyszą w mniejszej lub większej liczbie żyły lub utwory o charakterze żył. W ostatnim przypadku nie mają one wyraźnie i ostro zaznaczonych konturów, lecz występują jako smugi (np. w granicie hołyczowskim, o czym pisze J. Wojciechowski (1936, str. 98, 100) o rozpływających się zarysach.

Szczególnie liczne i różnorodne są te utwory w diorycie z Hołyczówki, gdzie na ścianach kamieniołomu ukazują się one w postaci zespołu żył równoległych (tabl. VIII, fig. 1), niekiedy znów przecinających się wzajemnie (por. tabl. VII, fig. 1), co pozwala ustalić ich chronologię (p. str. 126). W roku 1935 w tymże kamieniołomie (p. wyżej fig. 4) znaleziono 15 żył lub zbliżonych do nich utworów, których bieg i upad udało się zanotować (p. niżej tabela 6).

Występujące w żyłach skały są barwy jasnoszarej lub prawie białej. Żyły są grubości zmiennej, lecz nie większej niż 20 cm, niekiedy z cienkimi apofizami do diorytu. Nie wszystkie utwory opisywane wykazują prostolinijny przebieg oraz niezmienną na całej długości występowania grubość, zwłaszcza utwory o ziarnie grubszym. Makroskopowo ostro zaznaczająca się z diorytem granica zatarta jest pod mikroskopem wskutek obecności kryształów tkwiących po części w żyle, po części w diorycie (o czym wspomina także K. Smulikowski 1948, str. 48). W niektórych żyłach biotyt układa się w pewnej odległości od łupiny żyły, lecz równolegle do niej. Spośród 15 żył zanotowano w jednej spękanie i nieznaczny uskok (tabl. VII, fig. 1), w innej znowu — enklawę diorytu (obie żyły granitowe).

Żyły są wypełnione skałami kwaśnymi o charakterze granitu, aplitu, pegmatytu; są także żyły kwarcowo-skaleniowe i kwarcowe. Do najliczniejszych należą żyły granitowe i niewiele im ustępujące aplitowe.

W celu wyjaśnienia stosunku tych utworów do diorytu oraz granitów otoczenia (hołyczowskiego i gwozdowskiego) poddano szczegółowemu opracowaniu dwie wzajemnie przecinające się żyły w diorycie z Hołyczówki: gruboziarnistą granitową (chronologicznie starszą) oraz przecinającą ją żyłę drobnoziarnistą aplitową (młodszą), których opis podaję niżej.

Żyła granitowa. Jest to skała barwy jasnoszarej, grubości około 10 cm, o biegu NW-275° i upadzie SW-28° (p. plan kamieniołomu, fig. 4) z wyraźnie zaznaczonym uskokiem, gdzie przecięta jest przez żyłę aplitową (tabl. VII, fig. 1). Pod mikroskopem stwierdzić w niej można następujący skład mineralny: kwarc, plagioklaz, mikroklin, ortoklaz, mikropertyt mikroklinowy i biotyt — jako składniki główne oraz apatyt, granat, rutyl, tytanit, turmalin i magnetyt — jako podrzędne. Do składników wtórnych zaliczyć by można epidot, serycyt, chloryt oraz brunatne tlenki żelaza. Kwarc występuje w ziarnach ksenomorficznych zawierając jako wrostki: plagioklaz, mikroklin, biotyt, apatyt i rutyl i wykazując faliste znikanie światła. Zupełnie świeży mikroklin przerasta się z plagioklazem oraz wdziera się doń w postaci zatokowatych zagłębień. Ortoklaz ukazuje się w drobnej ilości. Plagioklaz o składzie $Ab_{91}An_9$ ilościowo przeważa nad skaleniem potasowym występując w tabliczkach większych i mniejszych: pierwsze z nich są rozłożone i poprzerastane mikroklinem, drugie zaś odznaczają

się dobrym stanem zachowania i nie przerastają mikroklinu. Biotyt w blaszkach o postrzępionych brzegach, które są barwy ciemniejszej niż całość blaszki, zawiera liczne wrostki z polami pleochroicznymi dokoła. Pleochroizm jego odpowiada pleochroizmowi w biotycie granitu gwozdowskiego, tj. barwa: *a* — jasnożółta, *b* = *c* — ciemnobrunatna. Tytanit i chloryt towarzyszą biotytowi.

Skład chemiczny opisywanego granitu oraz jego charakterystyczne wartości, obliczone na podstawie jego składu, umieszczone są w tabeli 3 (nr 6). Jak widać z powyższych danych, opisywany granit żyłowy zdradza wyraźne podobieństwo w swym składzie chemicznym do granitu hołyczowskiego; punkty projekcyjne obu tych skał rzutują się niemal w tym samym miejscu trójkąta projekcyjnego (por. fig. 2). Dane te każą przypuszczać, że opisywany granit żyłowy związany jest z granitem hołyczowskim, od którego różni się grubszym ziarnem i obecnością granatu. Skład mineralny granitu żyłowego obliczony został w ten sam sposób co granitu gwozdowskiego, przy czym założono, że biotyt granitu żyłowego ma skład chemiczny analogiczny do biotytu z granitu gwozdowskiego (tabela 2).

Żyła aplitowa w diorycie z Hołyczówki jest to skała drobnoziarnista, barwy jaśniejszej niż poprzednia i od niej cieńsza, o biegu NW-320° oraz upadzie SW-50° (plan kamieniołomu, fig. 4). W jej skład mineralny wchodzą: kwarc, mikroklin, plagioklaz, mikropertyt mikroklinowy i biotyt oraz apatyt, granat, turmalin, epidot, ilmenit, serycyt i żółtawe tlenki żelaza. Co do ilości, pierwsze miejsce zajmuje mikroklin, który, w przeciwieństwie do jego roli we wszystkich opisywanych wyżej skałach, nie wykazuje tu żadnych oznak metasomatycznego wypierania plagioklazu lub innych składników. Plagioklaz występuje w bardzo złym stanie zachowania, co uniemożliwiło oznaczenie jego składu drobinowego. Mikropertyt mikroklinowy ukazuje się w ilości nieznacznej. Drobne blaszki biotytu są równomiernie w skale rozłożone i mają te same cechy optyczne co biotyt w granicie żyłowym opisanym wyżej, czyli odpowiadające biotytowi z granitu gwozdowskiego. Epidot towarzyszy plagioklazowi i biotytowi; granat występuje w postaci wrostków w mikroklinie.

Analiza chemiczna oraz inne wartości charakterystyczne obliczone na podstawie składu chemicznego podane są w tabeli 3 (nr 7). Punkt projekcyjny tej skały rzutuje się w sekstancie I trójkąta projekcyjnego Osanna (fig. 2) i jest najdalej w porównaniu z resztą skał opisywanego zespołu odsunięty od wierzchołka *F* trójkąta projekcyjnego.

Skład mineralny obliczono w ten sam sposób co dla skały poprzedniej, zakładając, że skład chemiczny jego biotytu jest analogiczny do składu biotytu z granitu gwozdowskiego (tabela 2).

Jak widać z tabeli 3 (nr 7), zarówno skład mineralny uzyskany na podstawie analizy chemicznej, jak i skład normatywny wykazują wyraźną różnicę w porównaniu ze składem reszty skał opisywanego zespołu okolic Hołyczówki, a mianowicie jest to jedyna skała zespołu, w której skaleń potasowy przeważa nad plagioklazem. Aplit opisywany wykazuje najwyższą zawartość mikroklinu i kwarcu oraz najniższy procent biotytu w porównaniu z resztą skał zespołu (tabela 3 i 4)

Tak więc zarówno studia optyczne, jak i skład chemiczny skłaniają do postawienia żyły aplitowej na miejscu zupełnie odrębnym niż reszty skał opisywanego zespołu.

II. CZĘŚĆ PETROLOGICZNA

1. WSPÓŁCZESNE POGLĄDY NA ISTOTĘ GRANITYZACJI

Przechodząc do rozważań nad genezą skał okolic Gwozdowa i Hołyczówki, a także do określenia wzajemnego stosunku skał powyższego zespołu, stwierdzić musimy, że zagadnień powyższych nie można rozwiązać opierając się na dyferencjacyjno-krystalizacyjnej teorii magmy.

Zarówno studia terenowe, jak i wyniki opracowań laboratoryjnych materiału faktycznego nasuwają myśl o niewątpliwie wtórnej naturze skał opisywanego zespołu, przy czym wśród różnorodnych, być może, procesów geologicznych, jakim skały te ulegały w okresie swego rozwoju, proces granityzacji najlepiej daje się w nich odcyfrować.

Zanim przejdę do przedstawienia materiałów upoważniających do wyżej podanego wniosku, chcę sprecyzować, który spośród licznych dziś poglądów na granityzację przyjęto w pracy niniejszej. Poglądy te ulegały i nadal ulegają pewnym modyfikacjom, w miarę jak dostarczany materiał faktyczny pozwala na głębsze wejrzenie w istotę procesu i ściślejsze jego ujęcie. Poznanie mechanizmu granityzacji, jej warunków i przyczyn, wykrycie źródła czynników granityzujących i powiązanie go z procesami geotektonicznymi, jak również prawidłowa interpretacja przejawów zjawiska granityzacji przyczynią się zapewne do przedstawienia tego zagadnienia w postaci możliwej do przyjęcia przez większość geologów, petrografów i geotektoników. Kulminacyjnym punktem poznania powyższego procesu byłoby, oczywiście, dostarczenie kryteriów do odróżnienia „normalnych" (tj. magmowych) skał głębinowych od skał powstałych na drodze granityzacji, co zaliczyć by można obecnie do jednego z najistotniejszych zadań petrologii. W tym kierunku prowadzone są prace szeregu petrologów i mineralogów usiłujących ustalić cechy charakterystyczne minerałów w skałach niewątpliwie magmowego pochodzenia (wulkanitów) i w skałach związanych z metasomatozą. Wprawdzie już przed 20 laty zwrócono uwagę na różnice w ustawieniu optycznym skaleni w niektórych skałach i od r. 1936 poczęły ukazywać się publikacje dotyczące skaleni wysoko- i niskotemperaturowych (Barber 1936, Köhler 1942, Tertsch 1942, Bensan 1944, Wenk 1945 i in.). W ostatnich jednakże latach ukazało się szereg publikacji wykazujących różnice między skaleniami skał magmowych i metasomatycznych; np. J. F. White (1955) stwierdził przy badaniu ksenolitów obecność w nich wysoko- i niskotemperaturowych plagioklazów. O. Tuttle i M. Keith (1954) zwolennicy poglądu „minerały mówią o historii skały" wykazali różnice pomiędzy kwarcem ryolitu i kwarcem niektórych granitów, wskazując, podobnie jak D. L. Reynolds (1952), na znaczenie skaleni i kwarcu dla ustalenia genezy skał głębinowych.

Zwrócono także uwagę na charakter minerałów femicznych, np.

biotytu. A. Simonen (1948) podaje, że biotyt skał kwaśnych utworzonych przez granityzację wykazuje podwyższoną zawartość żelaza w porównaniu z biotytem podobnie kwaśnych skał nie związanych z granityzacją.

Na razie pojęcie granityzacji ma dość szeroką interpretację i jest przedmiotem ożywionej dyskusji zarówno na posiedzeniach sekcji specjalnych międzynarodowych zjazdów geologicznych, jak i na zjazdach geologicznych poszczególnych krajów oraz międzynarodowych kolokwiach petrograficznych (Les échanges des matiéres .... 1957).

Zebrany w pracy niniejszej materiał faktyczny skłania mię do przyjęcia poglądów H. H. Reada (1948). Według tego autora, „granityzacja jest to proces, przy którym skały sztywne przeobrażają się w granit nie przechodząc przez stadium magmy". Ten najbardziej radykalny pogląd na granityzację znajduje coraz to więcej zwolenników zarówno wśród petrografów Ameryki, jak i Europy (G. D. Afanasjew 1951, H. G. Backlund 1938, J. A. Bugge 1945, N. W. Frołowa 1950, R. Perrin i M. Roubault 1949, D. L. Reynolds 1946, 47 a, 47 b, H. Ramberg 1946 i in.).

Procesy geochemiczne towarzyszące granityzacji zostały szczegółowo opracowane przez D. L. Reynolds (1946), która na przykładzie materiałów własnych i zaczerpniętych z literatury naukowej wyróżniła dwa stadia metasomatycznego przeobrażenia się skał: 1) stadium desylifikacji lub bazyfikacji skały granityzowanej, ujawniające się we wzroście zasadowości skały pierwotnej (zaznaczonym czy to przez odpływ SiO_2, czy też dopływ Ca, Fe, Mg) oraz 2) granityzację właściwą, związaną ze wzrostem zawartości K_2O, Na_2O, SiO_2, któremu towarzyszy ubytek składników kafemicznych [1]. Według tej autorki i zgodnie z obserwacjami w terenie proces granityzacji nie zawsze osiąga swój punkt kulminacyjny, tj. powstanie granitu. Zależnie od stopnia zaawansowania procesu granityzacji powstawać mogą różne pod względem petrograficznym skały, jak np. dioryty (diorytyzacja), sjenity (sjenityzacja), perydotyty i piroksenity (stadium bazyfikacji) oraz inne. Większość jednak transformistów (metasomatystów) wyraża pogląd, że jakkolwiek produkt granityzacji nie zawsze jest granitem, granit jednak jest końcowym produktem procesu granityzacji.

Znaczne trudności nasuwają się natomiast przy wyjaśnianiu mechanizmu procesu granityzacji w ujęciu R. Perrina i M. Roubaulta (1949), J. A. Buggego (1945) i in. (reakcja w stanie stałym).

W nauce o skałach ogólnie jest przyjęte, że chemicznemu ich przeobrażaniu się towarzyszy wędrówka materii w postaci par i gazów lub roztworów, przy czym woda jako przenośnik odgrywa tu wielką rolę. Zagadnienie chemicznego przeobrażenia się skał na drodze reakcji w stanie stałym zostało wysunięte znacznie później i jednym z pierwszych autorów jest tu Greenly (*fide* J. Seitsaari 1951, str. 96). Także i P. Eskola (*fide* F. J. Turner 1950, str. 23 — 25) zgadza sie, że pewne skały mogą być utworzone na drodze reakcji w stanie stałym, jak np. granulity (złożone z almandynu, kwarcu i skalenia), lecz zasadniczo, zdaniem P. Eskoli, reakcje w stanie stałym dla geologii mają

[1] Kafemiczny = Ca — Fe — Mg

znaczenie znikome. Jednakże w ostatnich latach dziesięciu pogląd na istotną rolę reakcji w stanie stałym w przeobrażeniu się skał zyskał więcej zwolenników pracujących obecnie nad dostarczeniem danych dla ugruntowania go (Backlund, Barth, Bugge, Holmes i Reynolds, Lapadu-Hargues, Perrin i Roubault, Ramberg i inni). Nowsze idee w dziedzinie dyfuzji materii w skałach głoszą, że zachodzi tu migracja poszczególnych pierwiastków, nie zaś ich związków.

Mechanizm dyfuzji materii w kryształach wyjaśniają Schottky, Wagner, Frenkel, Hedvall i inni (*fide* F. J. Turner i J. Verhoogen 1951 str. 407) opierając się na teorii defektów sieci krystalicznej. Przyjmują oni, że w kryształach istnieje pewna liczba tych defektów, jak próżnie, punkty nie obsadzone lub jony zdolne do zajmowania miejsc pośrednich pomiędzy stałymi punktami sieci krystalicznej. Liczba defektów zwiększa się wraz ze wzrostem temperatury: proces dyfuzji rozpoczyna się przez ruch jonów lub atomów od jednego stałego punktu sieci krystalizacji do drugiego zwiększając się wraz ze wzrostem temperatury. Stwierdzono przy tym, że szybkość dyfuzji zależna jest ponadto od wielu innych czynników, m. in. od kierunku, w jakim odbywa się wędrówka jonów, i jest znacznie szybsza w kierunku osi Z kryształu, niż w prostopadłych doń, co stwierdzono przy wprowadzaniu jonów różnych metali do kryształu kwarcu w kierunku osi Z i prostopadle do tejże osi.

Poza tym przy dyfuzji materii w stanie stałym wielkie znaczenie ma stan sieci krystalicznej ciał stałych; zauważono bowiem, że znacznie łatwiej jest wprowadzić obcy jon do kryształu wtedy, gdy dany kryształ jest w stanie „inwersji krystalograficznej", np. gdy kwarc α zmienia się w kwarc β. Ten przyśpieszający wpływ „inwersji krystalograficznej" stwierdzony został przy sztucznym otrzymywaniu kwarcu różowego (tj. kwarcu zawierającego w stanie stałym Fe_2O_3).

Również zanieczyszczenie sieci krystalicznej danego kryształu przez jony obce ułatwia wprowadzenie innych, obcych mu jonów.

W agregacie mineralnym, do jakiego należą skały, szybkość dyfuzji wiąże się z grubością ziarn krystalicznych, ich kształtem oraz wszelkiego rodzaju uszkodzeniami mechanicznymi: im drobniejsze są ziarna, im bardziej nieregularne są ich kształty oraz im więcej mają uszkodzeń mechanicznych, tym szybciej odbywa się migracja jonów. Przy tej samej objętości skały jest ona szybsza tam, gdzie powierzchnia skały jest większa.

Możliwe są, według J. A. Buggego (1945) i Lonsdale'a (*fide* D. L. Reynolds), trzy drogi wędrówki jonów w stanie stałym: dyfuzja 1) poprzez wolne przestrzenie sieci krystalicznej, 2) w obrębie poszczególnych komórek sieci krystalicznej, 3) pomiędzy ciasno ułożonymi ziarnami krystalicznymi. Jeżeli pomiędzy dwoma ciałami stałymi *A* i B zachodzi wędrówka materii poprzez ich sieć przestrzenną, na granicy ich styku tworzy się nowa faza stała *AB* w postaci cienkiej, początkowo krystaligraficznie nie zorientowanej powłoki („reaction film"), której przypisywane są własności stanu ciekłego lub gazowego. W miarę postępującej dyfuzji powłoka ta przybiera na grubości i atomy zostają

w niej uporządkowane w sposób charakterystyczny dla sieci krystalicznej nowo powstałego związku *AB*.

Trwanie reakcji zależy od szybkości dyfuzji jonów wędrujących; jak wykazał J a n d e r (*fide* F. J. T u r n e r 1950, tr. 23 — 25), w mieszaninie o równym stosunku CaO i SiO_2 w pierwszym stadium procesu powstaje związek 2 CaO. SiO_2 jako wynik szybszej dyfuzji jonów CaO. Wielkość promienia jonowego pierwiastka odgrywa przy tym wielką rolę.

Powszechnie wiadomo, że dyfuzja w stanie stałym jest znacznie powolniejsza niż dyfuzja cieczy i gazów; wartość współczynnika dyfuzji ciał stałych jest rzędu $10^{-5} — 10^{-20}$ cm^2/sek. (*fide* F. J. T u r n e r i J. V e r h o o g e n 1951, str. 41).

R. J a g i t s c h (1949) sądzi, że teoretycznie możliwa dyfuzja materii w stanie stałym nie może jednak mieć znaczenia w procesach geologicznych, gdyż na podstawie jego pomiarów i obliczeń dla utworzenia pokładu karnegieitu grubości 1000 cm na drodze dyfuzji materii w stanie stałym w temperaturze 700 °C potrzeba by było 10^8 lat. Przy obniżeniu temperatury do 600 °C grubość warstewki tego składnika, wytworzonej w tym samym czasie, spada do 60 cm.

Trudności te nie zniechęcają jednakże wielu petrografów do przyjęcia hipotezy powstawania skał na drodze reakcji w stanie stałym, jako lepiej wyjaśniającej fakty notowane w przyrodzie, przy czym entuzjaści tego poglądu, R. P e r r i n i M. R o u b a u l t (1949), twierdzą, że powolność reakcji w stanie stałym przemawia raczej na korzyść ich poglądów, gdyż powstawanie łańcuchów górskich trwało 350 milionów lat i więcej.

Jako dowody przeobrażania się skał w stanie stałym, notowane pod mikroskopem, podawane są m. in. przerosty pertytowe w skaleniach pierwotnie jednorodnych, obwódki reakcyjne dokoła lub na granicy zetknięcia się dwu ziarn krystalicznych, struktury reakcyjne i inne cechy.

Spośród trzech najczęściej stosowanych metod pracy petrograficznej (terenowej, optycznej i chemicznej) największą w obecnym okresie wagę przypisuje się metodzie obserwacji w terenie, co jest prawdopodobnie wynikiem pewnego rozczarowania do osiągnięć fizyczno-chemicznych petrologii, wywołanego załamaniem się fizyczno-chemicznych hipotez B o w e n a, N i g g l e g o i innych. Starannie zebrane w terenie fakty udokumentowane w rysunkach, fotografiach i okazach, a także prawidłowa ich interpretacja uważane są za najlepszy klucz do rozwiązywania zagadnień granityzacji (R. P e r r i n i M. R o u b a u l t 1949) i magmy.

Studia terenowe winny być prowadzone zarówno w skali „centymetrowej", tj. na małych obiektach, jak enklawy, drobne apofizy i żyłki, wszelkie drobne kontakty, struktury w okazach i w masie skały, skład mineralny itd., jak w i skali „kilometrowej" (badania terenowe P. M i s c h a i B i l j o n a), co pozwala zorientować się w tektonice skały, stosunku do skał otoczenia i wzajemnym oddziaływaniu, w zachowaniu się enklaw, stopniu ich przeobrażenia, w rodzaju utworów o wyglądzie żył itp.

Jak dowiodły wyniki dotychczasowej pracy terenowej, procesy granityzacji zaznaczają się znacznie wyraźniej w skałach zasadowych, któ-

rych zmiana barwy na jaśniejszą (dzięki dopływowi alkaliów i SiO_2) pozwala wnosić o przeobrażeniu się skały, gdy tymczasem w skałach salicznych niekiedy tylko daje się w terenie wykryć proces granityzacji (skała przybiera barwę czerwoną w miejscach ulegających przeobrażeniu wskutek infiltracji tlenków żelaza lub wydzielania się żelaza przy dopływie materiałów granityzujących).

Szlify z umiejętnie zebranych okazów mogą nie tylko potwierdzić zaobserwowane w terenie zjawiska, lecz dostarczają nowych faktów świadczących o rodzaju i kierunku przeobrażeń oraz wskazują drogi dopływu czynników granityzujących. Spełnić jednakże swe zadanie mogą tylko wówczas: jeżeli zbierane są nie tylko petrograficznie zdefiniowane typy skalne, lecz również ich odmiany.

2. PRZEJAWY GRANITYZACJI W SKAŁACH OKOLIC HOŁYCZÓWKI I GWOZDOWA

Podsumowanie obserwacji terenowych. Wyniki obserwacji terenowych pozwalają stwierdzić, że skały okolic Hołyczówki i Gwozdowa wykazują szereg cech charakterystycznych dla procesu granityzacji, którego różne stadia dają się w skałach tych prześledzić i ujawniają się:

1) w znacznym zróżnicowaniu skał na niewielkim stosunkowo obszarze (około 5 km^2 powierzchni), gdzie występują: amfibolit, łupki amfibolowe, dioryt, granodioryt, dwa rodzaje granitów;

2) w występowaniu typów skalnych w odmianach, jak: łupek amfibolowy — 2 odmiany, dioryt — 4 odmiany, granit hołyczowski — 2 odmiany;

3) w stopniowym przejściu jednych skał w drugie, nasuwającym trudności w ustaleniu granicy pomiędzy typami;

4) w zachowaniu struktury kierunkowej w diorycie i granodiorycie;

5) w plamistości i smużystości skał (np. diorytu);

6) w obecności reliktów skały przeobrażonej w postaci enklaw amfibolitu;

7) w zaznaczających się na skalę „centymetrową" procesach granityzacji enklaw amfibolitu (biotytyzacja związana z dopływem alkaliów i SiO_2), które są jakby odbiciem tychże procesów odbywających się na wielką skalę w skałach zespołu;

8) w obecności utworów smużystych o wyglądzie żył i o cechach makroskopowych „żył zastąpienia" („replacement dikes", G. E. Goodspeed 1948) wskazujące na drogi, jakimi doprowadzane były materiały granityzujące (widoczne w diorycie i granicie hołyczowskim).

Co do stanu skonsolidowania skały, w jakim zachodziły procesy granityzacji, to stopniowe przejścia od łupków amfibolowych do granitów (pseudomorfoza po amfibolicie), tekstura reliktowa zachowana w diorycie i granodiorycie, ostrokanciaste kontury enklaw amfibolitu w skałach zespołu oraz ich równa linia graniczna ze skałą-gospodarzem pozwalają przypuszczać, że granityzacja skał tego zespołu odbywała się na drodze reakcji w stanie stałym.

Podsumowanie wyników studiów optycznych. Obrazy mikroskopowe skał zgranityzowanych często są mało charakterystyczne i nie zawsze pozwalają wnioskować o genezie badanej skały. Niżej przedstawione sumaryczne wyniki studiów optycznych wszystkich pięciu typów skał wraz z ich odmianami dają dość jasny obraz, charakterystyczny dla skał przeobrażonych metasomatycznie.

1. W granicie gwozdowskim widoczny jest nierównomierny rozkład niektórych składników, zwłaszcza biotytu skupionego w agregatach, co, jak wiadomo, uważane jest za jedną ze wskazówek zachowania struktury pierwotnej.

2. Typowa dla skał metasomatycznie przeobrażonych struktura korozyjna i reakcyjna w skałach zespołu zaznacza się w postrzępionych blaszkach biotytu, wykazującego na granicy z innymi minerałami obwódki reakcyjne, w poszczerbionych i powyżeranych przez sąsiednie minerały słupkach hornblendy, wreszcie w zatokowato powyżeranych przez mikroklin tabliczkach plagioklazu.

3. Częste są przerosty kwarcowo-biotytowe, kwarcowo-hornblendowe, kwarcowo-plagioklazowe, tak pospolite w łupku amfibolowym, dioryce i granodiorycie.

4. Obserwować można plamisty rozkład barw w hornblendzie i plamiste znikanie światła w plagioklazie.

5. Pokawałkowany amfibol i kłaczkowaty biotyt zdają się pochodzić z mechanicznego rozdrobnienia składników skały pierwotnej (amfibolitu).

6. Stwierdzamy obecność drobnych i świeżych tabliczek plagioklazu, wyraźnie odrębnych od zdeformowanego mechanicznie plagioklazu w dużych tabliczkach, skorodowanego i wypieranego przez świeży mikroklin. Lekko zaznacza się albitowa obwódka narastania na tabliczkach starszego plagioklazu.

7. „Normalna" (tj. magmowa) kolejność krystalizacji składników jest zakłócona. Wśród nich mikroklin należy do najmłodszych, co jest charakterystyczne dla procesów metasomatozy potasowej.

8. Spotykamy się z metasomatycznym wypieraniem plagioklazu przez mikroklin i obecnością mikropertytu mikroklinowego.

9. Notowane są następujące drogi dopływu substancji mikroklinowej: A — metasomatyczne powstawanie mikroklinu wewnątrz tabliczek plagioklazu; B — powstawanie mikroklinu w postaci ziarn ksenomorficznych w przestrzeni pomiędzy pozostałymi składnikami skały lub obrastanie przezeń starszych plagioklazów; C — dopływ masy kwarcowo-skaleniowej wzdłuż mikrospękań skały (np. w granicie hołyczowskim, J. Wojciechowski. 1936)

10. Przeobrażanie się hornblendy w biotyt (s. 95 — biotyt drugiej generacji w diorycie), zjawisko tak pospolite w skałach opisywanego zespołu, jest jednym z ogniw procesu metasomatozy potasowej [A. A. Połkanow 1936], według zaś P. Mischa (1949) jest to jedna z charakterystycznych cech granityzacji skał zasadowych.

11. Epidotyzacja skał, towarzysząca przeobrażeniu się amfibolu w biotyt lub bardziej zasadowych plagioklazów w kwaśniejsze (co za-

notowano przy zmianie łupku amfibolowego w dioryt). Pod mikroskopem proces ten ujawnia się w obecności wtórnego epidotu.

12. Zmienność składu mineralnego skały stwierdzona była w szlifach z okazów pobranych z różnych miejsc tego samego odsłonięcia.

13. Studia optyczne pozwalają z pewnym prawdopodobieństwem odczytać kolejność przeobrażeń skał zespołu na jednym z odcinków historii ich rozwoju: A — zaburzenia tektoniczne w już skonsolidowanych skałach wywołały spękania ziarn kwarcu, deformacje mechaniczne w starszych plagioklazach z przesunięciem smug zbliźniaczenia albitowego, wygięcie blaszek biotytu oraz powstanie w skale mikrożyłek; B — po procesie deformacji mechanicznych nastąpił proces metasomatozy sodowo-potasowej; C — muskowityzacja i turmalinizacja skały zakończyły okres jej przeobrażeń.

14. Pokawałkowany amfibol, kłaczkowaty biotyt, spękany kwarc, zdeformowany mechanicznie plagioklaz starszej generacji zdają się świadczyć, że procesy przeobrażeń zachodziły w skale już skonsolidowanej. Struktura reakcyjna i korozyjna, obwódki reakcyjne dokoła blaszek i przerosty pertytowe uważane są, jak wyżej zaznaczyłam (str. 110). za cechy charakterystyczne reakcji w stanie stałym.

Podsumowanie obserwacji przeobrażeń geochemicznych. Skład chemiczny skał rozpatrywany niezależnie od mineralnego oraz w oderwaniu od studiów terenowych (tj. na okazach bez powiązania z obserwacjami w terenie), sam przez się niewiele może powiedzieć o genezie skały, gdyż rejestruje tylko zmianę materiału. Można nim równie dobrze posługiwać się przy rozważaniu krystalizacyjno-dyferencjacyjnej teorii magmy jak i procesów metasomatozy (granityzacji). Dzięki jednak badaniom D. L. Reynolds (1946) uchwycono niektóre zmiany geochemiczne, charakterystyczne dla procesu granityzacji.

Przeprowadzając studia porównawcze nad zachowaniem się składu chemicznego w szeregu właściwie dobranych okazów skały analizowanej stwierdzić można, jaki rodzaj materiału do skały dopływał i jaki z niej odpływał, a tym samym jakiego rodzaju była zachodząca w niej metasomatoza. P. Eskola (*fide* F. J. Turner 1950, str. 115) wyróżnił pięć rodzajów metasomatozy: alkaliczną, wapienną, żelazowo-magnezowo-krzemianową, metasomatozę związaną z wprowadzeniem Si, Sn, B, Li, F, Cl, S oraz metasomatozę pod wpływem CO_2.

Przechodząc do rozważań nad wynikami analizy chemicznej zespołu skalnego okolic Gwozdowa i Hołyczówki (tabela 3, % mol.) i śledząc zmianę składu materiału od łupku amfibolowego poprzez dioryt, granodioryt, granity i utwory o charakterze żył [z wyjątkiem skały o charakterze aplitu, tabela 3 (7)], stwierdzamy jednocześnie ubytek następujących składników: FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO i H_2O, zastąpionych przez SiO_2, Na_2O i K_2O, przy czym wartość Al_2O_3 ulega nieznacznej tylko zmianie.

Ta właśnie wymiana materiału, rozważana z punktu widzenia D. L. Reynolds (1946), charakterystyczna jest dla drugiego stadium procesów przeobrażeń metasomatycznych dla granityzacji właściwej.

Jak widać z tabeli 3, w początkowym stadium tego procesu (łupek-dioryt) sód, o mniejszym niż potas promieniu jonowym, dopływał szybciej niż potas, wywołując albityzację skały. Niewielki dopływ potasu wywoływał biotytyzację hornblendy w diorycie: żelazo i wapń ulegały niewielkim tylko zmianom, gdyż weszły w skład nowo uformowanego biotytu (str. 95 — biotyt drugiej generacji w diorycie), natomiast notowany jest znaczny ubytek magnezu.

Godzien jednakże uwagi jest fakt, że we wszystkich skałach opisywanego zespołu [tabela 3, (1—6)], zachowana zostaje charakterystyczna dla łupku amfibolowego przewaga Na_2O nad K_2O.

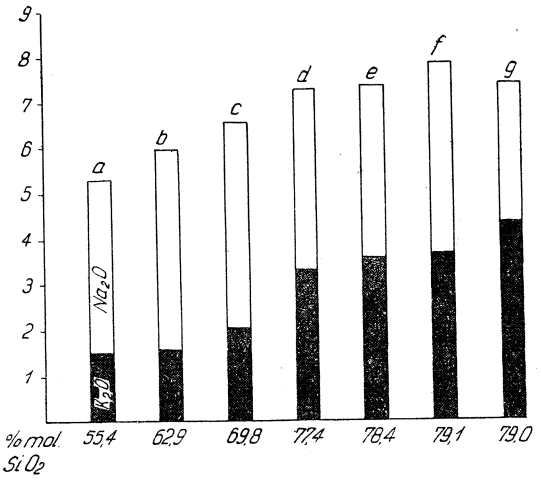


Fig. 8. Stosunek alkaliów w skałach okolic Hołyczówki i Gwozdowa. *a* —łupek amfibolowy; *b* — dioryt, *c* — granodioryt, *d* — granit gwozdowski; *e* — granit hołyczowski; *f* — granit żyłowy starszy typu hołyczowskiego; *g* — granit żyłowy drobnoziarnisty młodszy

Fig. 8. Ratio of alkalies in rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów. *a* — amphibolitic schist; *b* — diorite; *c* — granodiorite; *d* — granite from Gwozdów; *e* — granite from Hołyczówka; *f* — older vein granite of the Hołyczówka type; *9* — younger vein fine grained granite

W graficznym przedstawieniu stosunku tych dwóch składników (fig. 8) dowóz alkaliów przez czynniki granityzujące w zależności od SiO_2 zaznacza się wyraźnie. Dwukrotnie jest tam notowany znaczniejszy wzrost Na_2O przy niemal nie zmieniającej się wartości K_2O (na granicy łupku amfibolowego i diorytu (a — b) oraz granitu hołyczowskiego i żyłowego (e — f). W powyższym przypadku proces metasomatozy sodowej dominuje nad potasową i wywołuje albityzację skały.

Na graficznym przedstawieniu wartości molekularnych P. Niggle g o ujawnia się wyraźnie stałe podnoszenie się krzywej dla składników *al*, ale przy jednoczesnym spadku krzywej dla wartości *fm* i *c* (por. fig. 9).

Łagodny spadek krzywej wartości c pochodzi prawdopodobnie stąd, że część tlenku wapnia pozostaje w skałach bądź w postaci epidotu, bądź łączy się z dopływającym Na_2O i służy do odbudowy plagioklazu.

Zaznaczyć wypada, że diagram powyższy nie różni się od diagramu typowego dla skał utworzonych na drodze dyferencjacji magmy. Podobieństwo pochodzi stąd, że w danym przypadku rozbiorowi chemicznemu poddane zostały okazy zbliżone najbardziej do skał „normalnych" (tj. magmowych). Gdyby analizą chemiczną objęte zostały także odmiany skał typowych oraz skały o charakterze przejściowym, diagram wykazałby zapewne różnice w porównaniu z zamieszczonym na fig. 9 ujawniając zaburzenia w harmonijnym stosunku pomiędzy wartościami *si* oraz pozostałymi, jak to widać na diagramie tychże wartości P. N i g g l i e g o, uzyskanych przez J. S e i t s a a r i (1951) dla zgranityzowanych skał północno-wschodniej części obszaru Tampere (Finlandia).

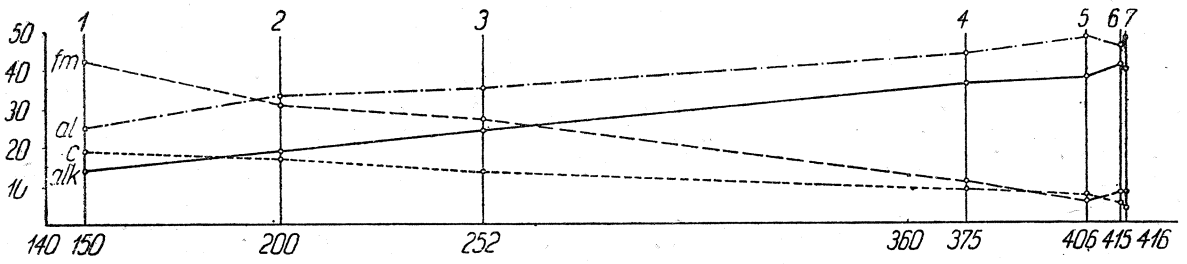


Fig. 9. Diagram dyferencjacyjny N i g g l e g o dla skał zespołu Hołyczówki i Gwozdowa. *1* — łupek amfibolowy; *2* — dioryt; *3* — granodioryt; *4* — granit gwozdowski; *5* — granit drobnoziarnisty żyłowy z Hołyczówki (aplit); *6* — granit gruboziarnisty żyłowy z Hołyczówki; 7 — granit hołyczowski

Fig. 9. N i g g l i's Differentiation diagram for rocks of the Hołyczówka Gwozdów complex. *1* — amphibolitic schist; *2* — diorite; *3* — granodiorite; *4* — granite from Gwozdów; *5* — fine grained vein granite from Hołyczówka (aplite); *6* — coarse grained vein granite from Hołyczówka; 7 — granite from Hołyczówka

C h e m i z m b i o t y t ó w. Zanim przystąpię do rozważań nad składem mineralnym skał opisywanego zespołu, chciałabym poświęcić kilka słów kwestii składu chemicznego analizowanych biotytów z granitu gwozdowskiego i z diorytu, podanego w tabeli 2. Porównanie procentów molekularnych obu analizowanych biotytów stwierdza, że ogólna suma alkaliów jest w nich niemal identyczna (7,32 — 7,35%), lecz biotyt z granitu gwozdowskiego zawiera więcej K_2O (0,56%), natomiast mniej Na_2O (0,51%) oraz Li_2O (0,12%). Spośród innych składników biotyt granitu gwozdowskiego uboższy jest w H_2O (4,03%) i w MgO (5,27%), znacznie natomiast zasobniejszy w żelazo (Fe_2O_3 1,05% i FeO 4,42%) oraz nieco bogatszy w SiO_2 (2,01%) i Al_2O_3 (1,51%).

Interesujący jest odmienny w obu biotytach stosunek % wagowych FeO : MgO, który w biotycie granitu gwozdowskiego wynosi 3,2, gdy w biotycie diorytu zaledwie 1,5. — Jeżeli wartości te porównamy z biotytem z granitu koreckiego (gdzie FeO : MgO wynosi 2,8) lub biotytem z granitu ośnickiego (FeO : MgO = 2,4) analizowanymi przez P. R a d z i s z e w s k i e g o (1928) uderza znaczna różnica tegoż stosunku w biotycie z diorytu.

Można by przypuszczać, że dzięki wyższej zawartości żelaza biotyt granitu gwozdowskiego ma ciemniejszą barwę pleochroiczną i odmienny niż biotyt z diorytu jej odcień.

Wysoką zawartością FeO biotyt granitu gwozdowskiego zbliża go do biotytu z granodiorytu Aulanko (pd.-zach. Finlandia), o którym A. Simonen pisze (1948 str. 31) jako o biotycie pokrewnym biotytom skał kwaśnych, zaznaczając przy tym, że wiele biotytów skał zgranityzowanych ma charakter podobny. W ostatnich latach zwrócono szczególną uwagę na zawartość żelaza w biotytach granitów Ukrainy. Zdaniem J. I. Połowinkinyj i A. Szenderowej (1954) zażelazieniem biotytów w różnych granitach Ukrainy można posługiwać się przy ustalaniu położenia stratygraficznego granitów prekambru oraz ich wieku. Na przykład biotyty plutonu korosteńskiego (IV faza intruzyjna) wykazują wysoki procent żelaza, gdy granity starszych intruzji (kirowski, dnieprzański) znacznie niższy.

Podsumowanie obserwacji zmian składu mineralnego. Skład mineralny skał okolic Gwozdowa i Hołyczówki, otrzymany z przeliczeń składu chemicznego (tabela 4b), rozpatrywany w kierunku od łupku amfibolowego do granitów zespołu, wykazuje zmniejszanie się zawartości składników femicznych, natomiast przyrost salicznych.

Przy rozważaniu zachowania się poszczególnych składników zwraca uwagę odmienne zachowanie się biotytu w porównaniu z amfibolem. Zawartość tego ostatniego dość gwałtownie spada w rozpatrywanym szeregu skalnym i już w granicie gwozdowskim hornblenda ukazuje się w tak małej ilości, że obecność jej daje się uchwycić dopiero przy wydzielaniu ze skały biotytu (p. str. 97). Biotyt natomiast ubywa stopniowo, wykazując znaczniejszy spadek tylko na granicy granodioryt-granit gwozdowski (tabela 4b); jest on jednak obecny we wszystkich skałach tego zespołu.

Spośród składników salicznych kwarc osiąga najwyższą wartość w granicie hołyczowskim (aplit żyłowy nie jest brany pod uwagę), plagioklaz zaś — w diorycie. Znaczny przyrost plagioklazu w łupku amfibolowym i diorycie oraz wzbogacenie się go w drobiny albitu jest wynikiem działania metasomatozy sodowej. W pozostałych skałach zespołu zawartość plagioklazu ulega niewielkim zmianom. Skaleń zaś potasowy, głównie mikroklin, wykazuje powolny przyrost we wszystkich skałach i tylko na granicy granodioryt-granit gwozdowski przybywa go w ilości znacznej. Zwraca jednakże uwagę fakt, że we wszystkich genetycznie spokrewnionych skałach opisywanego zespołu (w tabeli 4b) nr 1 — 6) plagioklaz zawsze ma przewagę nad skaleniem potasowym.

Powyższe stosunki mineralne skał okolic Gwozdowa i Hołyczówki przedstawia w sposób graficzny rysunek zamieszczony niżej (fig. 10), w którego dolnej części przedstawiono zawartość drobiny anortytowej w plagioklazach poszczególnych skał.

Normatywny skład mineralny opisywanego zespołu skalnego (p. tabela 4a) wykazuje stosunki analogiczne do podanych wyżej.

Zmiana ciężaru właściwego skał. Ze zmianą składu mineralnego skał okolic Gwozdowa i Hołyczówki związana jest ściśle zmiana ich ciężaru właściwego. W miarę wymiany minerałów o więk-

szym ciężarze właściwym, jak amfibol (3,08 g/cm^3) i biotyt [2,99 g/cm^3 w diorycie i 3,09 g/cm^3 w granicie gwozdowskim], na skalenie i kwarc ciężar właściwy poszczególnych skał zespołu spada.

Zmierzony za pomocą piknometru ciężar właściwy skał poczynając od łupku (2,87 g/cm^3) poprzez dioryt (2,77 g/cm^3) i granodioryt (2,76 g/cm^3) do granitów (2,68 gwozdowski i 2,62 żyłowy typu hołyczowskiego) wykazuje spadek.

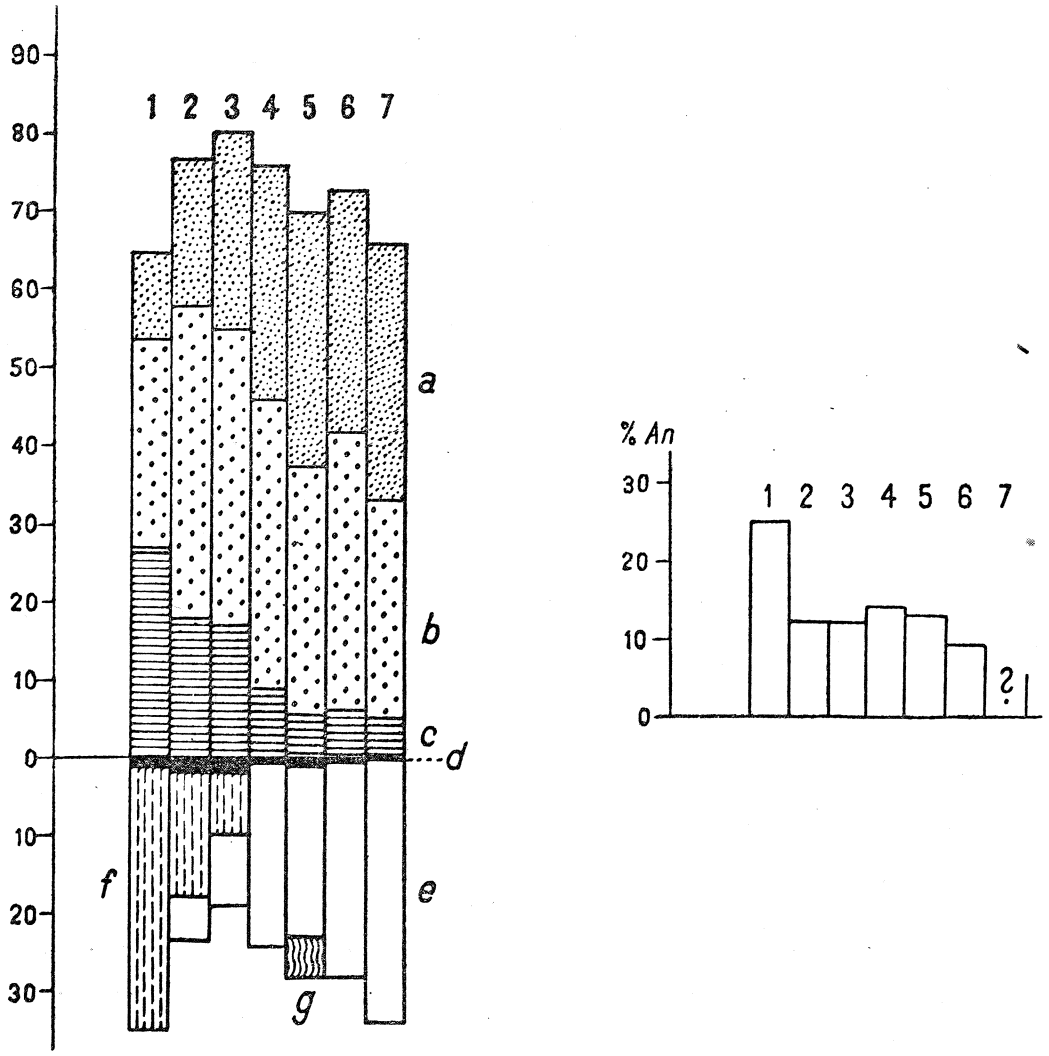


Fig. 10. Obraz graficzny składu mineralnego (modalnego) skał okolic Hołyczówki i zawartość anortytu w plagioklazach poszczególnych skał. *1* — łupek amfibolowy; *2* — dioryt z Hołyczówki; *3* — granodioryt z Hołyczówki; *4* — granit z Gwozdowa; *5* — granit z Hołyczówki; *6* — żyła granitowa w diorycie z Hołyczówki; *7* — żyła aplitowa w diorycie z Hołyczówki; *a* — kwarc; *b* — plagioklaz; *c* — biotyt; *d* — apatyt i in.; *e* — skaleń potasowy; *f* — hornblenda; *g* — muskowit

Fig. 10. Graphical picture of mineral (modal) composition of rocks from the environs of Hołyczówka and anorthite contents in plagioclases of individual rocks. *1* — amphibolitic schist; *2* — diorite from Hołyczówka; *3* — granodiorite from Hołyczówka; *4* — granite from Gwozdów; *5* — granite from Hołyczówka; *6* — granite vein in diorite from Hołyczówka; *7* — aplite vein in diorite from Hołyczówka; *a* — quartz; *b* — plagioclase; *c* — biotite; *d* — apatite and others; *e* — potassium feldspar; *f* — hornblende; *g* — muscovite

3. PRZEJAWY GRANITYZACJI W ENKLAWACH I ŻYŁACH WYSTĘPUJĄCYCH W SKAŁACH OKOLIC GWOZDOWA I HOŁYCZÓWKI

E n k l a w y. Przejawy procesu granityzacji szczególnie wyraźnie można śledzić w enklawach amfibolitu zawartych w skałach opisywanych. W utworach tych na małą skalę zaznacza się rozwój powyższych procesów o przebiegu niemal identycznym z procesem przeobrażania się skał zawierających enklawy. Wyraźne pokrewieństwo enklaw z zawierającymi je skałami, obserwowane w terenie i stwierdzone pod mikroskopem, podobnie jak analogiczne w enklawach, co w skale-gospodarzu, procesy przeobrażeń metasomatycznych wskazują, jak to już wyżej zaznaczyłam (str. 101), że enklawy te należą do kategorii skialitów. Zarówno pod mikroskopem, jak i makroskopowo daje się wyraźnie stwierdzić, że enklawy amfibolitu ulegają procesowi biotytyzacji, który jest uważany za pierwsze, charakterystyczne dla skał zasadowych stadium granityzacji (P. M i s c h 1949). Stopień zaawansowania tego procesu jest bardzo różny w różnych okazach tych enklaw: gdy w jednych ukazują się bardzo nieliczne blaszki biotytu, w innych okazach biotyt dominuje nad hornblendą. Wzajemne stosunki tych dwu ciemnych składników w niektórych enklawach przedstawione są na str. 102.

W części enklaw, w ich strefie granicznej ze skałą-gospodarzem, zauważyć można przejście do diorytu, zaznaczające się w utracie łupkowatości, powiększeniu rozmiarów składników skały oraz utworzeniu się mikroklinu wraz z towarzyszącym mu kwarcem; wzrasta również i zawartość plagioklazu, który odznacza się przy tym zupełną świeżością.

Poza tym ukazują się w enklawach przerosty kwarcowo-plagioklazowe i kwarcowo-hornblendowe, szczególnie charakterystyczne dla skał okolic Gwozdowa i Hołyczówki, będące zresztą jedną z typowych cech procesu granityzacji.

Jeżeli chodzi o źródło materiałów do biotytyzacji enklaw amfibolitu, to trudno przypuszczać, żeby znajdowało się ono w samym skialicie i było wynikiem reakcji pomiędzy zawartymi w nim minerałami. Hornblenda dostarcza części składników potrzebnych do odbudowy biotytu, reszta zaś materiału musi dopłynąć z zewnątrz (K_2O, SiO_2), z tego samego źródła, które dostarczyło materiału do granityzacji skał otoczenia enklawy. Według V. M. G o l d s c h m i d t a (*fide* F. J. T u r n e r 1950 str. 115) biotytyzacja amfibolitów jest jednym z przejawów metasomatozy alkalicznej zachodzącej w skałach bogatych w krzemiany żelaza i magnezu. Analogiczne obrazy przeobrażenia się enklaw amfibolitu zawartych w granicie opisuje z terenu Tatr S. J a s k ó l s k i (1924). Podobnie jak w opisywanych tu enklawach tak i w enklawach amfibolitu z Tatr biotyt powstaje kosztem hornblendy.

Podobne obrazy przejścia bogatych w hornblendę skał w dioryty zanotowano w enklawach z andezytów okolic Pienin (J. K a r d y m o w i c z 1957). Piękne przykłady tego rodzaju przeobrażeń przedstawiono na tabl. XI, fig. 1,2 gdzie są one widoczne gołym okiem.

Ostre granice skialitów ze skałą-gospodarzem, prostolinijne ich kontury oraz ostrokanciastość zdają się przemawiać za przebiegiem grani-

tyzacji w stanie stałym. Przy całkowitej przeróbce niektórych enklaw na dioryt w skale pozostają tylko zarysy ich kształtów.

Żyły metasomatyczne oraz iniekcyjne w dio-rycie z Hołyczówki. Żyły lub utwory o charakterze żył (np. smugi materiału gruboziarnistego) ukazujące się w skałach okolic Gwoz-dowa i Hołyczówki mogą w pewnym stopniu świadczyć o procesach granityzacji zachodzących wśród tych skał.

Przypomnieć należy, że rozwój zagadnień związanych z procesem granityzacji wywołał konieczność krytycznego podejścia do utworów żyłowych i głębszego wejrzenia w ich genezę.

W r. 1940 G. E. Goodspeed przedstawił dwa zasadniczo różne typy mechanizmu powstawania żył (dajek): dajki związane z iniekcją magmową (dilation dikes) oraz dajki zastąpienia (replacement dikes). Te ostatnie łączą się ze skomplikowanymi procesami przeobrażeń metaso-matycznych i uważane są za uprzywilejowane drogi dowozu materiałów granityzujących (privileged paths, wg H. H. Reada 1948, str. 185). W tejże publikacji G. E. Goodspeed przytoczył zarówno polowe, jak i mikroskopowe kryteria dla odróżniania dwu powyższych typów dajek. Idea tego autora podjęta została przez szereg petrografów wyróżniają-cych odtąd dajki zastąpienia i dajki związane z iniekcją magmy. Między innymi Ch. Exner (*fide* R. Perrin i M. Roubault 1950) uznał niektóre żyły pegmatytowe i aplitowe Wysokich Taurów za utwory za-stąpienia w już skonsolidowanej masie skalnej. P. Misch podaje obra-zy dajek zastąpienia w zgranityzowanych gnejsach Erho Canyon (1949, str. 683, fig. 2), R. Perrin i M. Roubault zaś są zdania, że żyły i apofizy są wynikiem procesu granityzacji w stanie stałym, jako uprzy-wilejowane drogi powyższego procesu.

Pierwsze stadia kształtowania się takich dajek zastąpienia dają się niekiedy uchwycić w terenie, zwłaszcza gdy procesowi metasomatozy towarzyszy zmiana barwy skały, np. powstawanie różowo zabarwionych kryształów skalenia potasowego wzdłuż spękań w granicie szarym. Po-dobny obraz przedstawia w swej pracy M. A. Faworskaja (1951).

Zebrany materiał faktyczny i literatura naukowa pozwalają sądzić, że żyły w skałach Hołyczówki, zwłaszcza żyły w dorycie mają różny mechanizm powstawania i zdają się należeć do genetycznie różnych ut-worów. Materiałów do powyższego wniosku dostarczyły wyniki szcze-gółowych studiów dwu żył w diorycie.

Jedna z nich — żyła gruboziarnistego granitu o charakterze bardzo zbliżonym do granitu hołyczowskiego — może być zaliczona do żył za-stąpienia, gdyż ma szereg cech typowych dla tych utworów (utwory smużyste jak w granicie hołyczowskim, zmienna szerokość, biotyt ukła-da się w niej w postaci smugi równoległej do granicy z dorytem (p. tabl. IX, fig. 1), podobne jak w dorycie procesy przeobrażeń metasomatycz-nych itp.).

Co się tyczy drugiej analizowanej żyły — aplitowej — przecinającej żyłę opisaną wyżej, można by ją właśnie zaliczyć do utworów związa-nych z iniekcją magmy (dilation dikes). Jest ona jednakowo szeroka na całej przestrzeni swego występowania, co pozwala bez trudu prze-śledzić jej przebieg i granice; w jej zetknięciu z dorytem nie zauważono

minerałów tkwiących częściowo w diorycie, częściowo zaś w żyle aplitowej; nie zdradza ona pod mikroskopem cech skały metasomatycznie przeobrażonej i odznacza się odmiennym niż w skałach zespołu chemizmem, szczególnie stosunkiem $K_2O : Na_2O$, oraz składem mineralnym, w którym skaleń potasowy dominuje nad plagioklazem. Wyjątkowe jej bogactwo w K_2O w porównaniu ze skałami zespołu pozwala przypuszczać, że żyła aplitowa łączy się bezpośrednio z ogniskiem, które dostarczyło materiałów do zgranityzowania pierwotnych skał okolic Gwozdowa i Hołyczówki.

Co do pozostałych żył w diorycie, można by zaznaczyć, że żyła średnioziarnistego pegmatytu o zmiennej szerokości, a także dwie żyły granitowe (jedna z enklawą diorytu, druga z nagromadzeniem blaszek biotytu równolegle do granicy z dorytem) mogą być zaliczone również do utworów zastąpienia. Ostatnia z dwu żył granitowych była przedmiotem rozważań K. Smulikowskiego (1948), który zaznacza (l. c., str. 48): „zdaje się przeto, że oddziaływanie białej żyły na tonalit polegało przede wszystkim na dowozie potasu i wody".

Żyły pegmatytowe w amfibolowym łupku zdają się być związane z iniekcją magmy.

4. PRÓBA USTALENIA GENEZY SKAŁ OKOLIC GWOZDOWA I HOŁYCZÓWKI

Przedstawiony w poprzednim rozdziale materiał faktyczny i rozważania nad nim zdają się wskazywać, że niesłuszne byłoby traktowanie diorytu, granodiorytu i granitu okolic Gwozdowa i Hołyczówki jako utworów normalnej krystalizacji magmy pierwotnej (w ujęciu N. L. Bowena) czy wtórnej (reomorficznej, palingenetycznej). Wyżej wymieniony zespół skalny wykazuje natomiast szereg cech typowych dla utworów powstałych na drodze granityzacji pra-skał terenu spoczywających „in situ", z mechanizmem reakcji w stanie stałym. Uważając tę hipotezę powstania skał Gwozdowa i Hołyczówki w świetle zebranego materiału faktycznego za najbardziej prawdopodobną podaję niżej szczegółowe rozważania na ten temat.

Wtórna natura skał zespołu Gwozdowa i Hołyczówki nie nasuwa wątpliwości, o akcie zaś powstania ich na drodze granityzacji świadczyć mogą ich stosunki geologiczne, różnorodność typów skalnych oraz ich odmian, zachowana tekstura, a niekiedy także i struktura reliktowa, ich cechy mikroskopowe oraz inne,, wymienione w poprzednim rozdziale.

Przechodząc do rozważań nad historią powstawania skał opisywanego zespołu rozpocząć musimy od amfibolitu, jakkolwiek należałoby raczej rozpocząć od jakiejś pra-skały, dziś nie znanej, z której na drodze przeobrażeń powstał amfibolit.

Co się tyczy zagadnienia, z jakiej skały mógł być utworzony amfibolit, musimy stwierdzić, że nie znaleźliśmy w terenie ani w mikroskopie danych do odpowiedzi na to pytanie. Skały wspomnianego obszaru zostały tak dalece przeobrażone, że nie dochowały się utwory skalne nie naruszone przez metamorfizm. Z drugiej strony, doskonale zdajemy sobie sprawę z trudności, jakie piętrzą się na drodze bezpośredniego

odcyfrowania pierwotnej natury skał, z których mógł powstać amfibolit. Mimo licznych prac i rozpraw nie zdołano uzyskać kryteriów ogólnych, które by w każdym przypadku pozwoliły odróżnić orto-amfibolity od para-amfibolitów. Tylko w nielicznych przypadkach dzięki wskazówkom ubocznym zagadnienie powyższe może być rozwiązane.

Na pierwotną naturę amfibolitu z Hołyczówki mogłyby rzucić pewne światło enklawy skały warstwowanej, złożonej na przemian z kwarcu i epidotu, a ukazującej się razem z enklawami amfibolitu w diorycie z Hołyczówki (p. str. 102). Niewielka jednak liczba tych enklaw oraz słaby stopień ich scementowania i związane z tym trudności w uzyskaniu szlifów nie pozwoliły określić ani charakteru skały, ani jej stosunku do amfibolitu. Zagadnienie pierwotnej natury amfibolitu z Hołyczówki pozostaje więc nadal otwarte.

Przechodząc do diorytu, związanego tak ściśle z łupkiem amfibolowym poprzez skały przejściowe i zawierającego enklawy amfibolitu w różnym stopniu przeobrażenia, stwierdzamy, że procesy granityzacji ujawniły się w nim dość wyraźnie. Jak uczą studia optyczne i chemiczne, dopływający materiał, który zawierał głównie K_2O, Na_2O i SiO_2, działając na skałę (amfibolit, łupek amfibolowy), wywoływał jej biotytyzację oraz tworzenie się świeżych drobnych tabliczek plagioklazu i krystalizację mikroklinu. Jednocześnie notowana jest albityzacja plagioklazu starszej generacji, ujawniająca się także w narastaniu obwódek albitowych na jego tabliczkach. Wysoki przyrost zawartości plagioklazu w diorycie w porównaniu z tymże składnikiem w łupku wskazuje, że w pierwszym stadium granityzacji metasomatoza sodowa miała przewagę nad potasową. Pierwotna tekstura i struktura łupków amfibolowych jest jeszcze zupełnie wyraźnie w diorycie zachowana, chociaż całość masy skalnej zyskuje już wygląd „normalnej" (tj. magmowej) skały głębinowej. Liczba skialitów i rozmiary ich maleją w miarę oddalania się od styku diorytu z łupkiem amfibolowym, uległe zaś granityzacji enklawy wywołują plamistość skały.

W granodiorycie jako produkcie dalej posuniętego procesu granityzacji łupku amfibolowego lub amfibolitu, którego enklawy jeszcze zawiera, stwierdzamy znaczny przyrost kwarcu i mikroklinu, zastępujących nagły spadek amfibolu, a także niewielki ubytek plagioklazu i biotytu. Dopływające tu w większej ilości K_2O i SiO_2 wywołują tworzenie się mikroklinu i kwarcu; ponadto w granodiorycie ukazuje się serycyt — składnik obcy diorytowi. Tekstura reliktowa granodiorytu daje się śledzić jedynie na większych powierzchniach masy skalnej, w luźnych natomiast okazach już się nie ujawnia.

Granit gwozdowski można by uważać za produkt kulminacyjnego punktu procesu granityzacji; jest on jakby pseudomorfozą granitu po amfibolicie (łupku amfibolowym). Tekstura pierwotnej skały makroskopowo nie daje się już w nim zauważyć i tylko pod mikroskopem można zanotować ślady struktury reliktowej.

Jeden z istotnych składników skały macierzystej — amfibol — nie daje się już uchwycić nawet w szlifach i jego obecność stwierdzamy tylko ubocznie, przy masowym wydzielaniu zeń do analizy biotytu. (p. wyżej str. 97).

Notowany jest także wybitny spadek zawartości drugiego ciemnego składnika granitu gwozdowskiego — biotytu; ilość skalenia potasowego wzrasta jednocześnie prawie o 13% (tabela 4 — skład. obl. z analizy); zjawia się także mikropertyt mikroklinowy oraz muskowit. Skała przybiera wygląd „normalnego" granitu magmowego.

Biotytowo-muskowitowy granit hołyczowski, związany ściśle z dioorytem przez ukazywanie się w nim w postaci żyły zastąpienia (p. wyżej str. 117), zdaje się świadczyć, że poza metasomatozą alkaliczną, na obszarze występowania skał opisywanego zespołu zachodziła również metasomatoza z dopływem łatwo lotnych składników (IV typ metasomatozy P. Eskoli fide F. J. Turner 1950). W wyniku działania tej metasomatozy powstał w granicie hołyczowskim turmalin i muskowit. Zmienność barwy turmalinu na jednym i tym samym okazie oraz plamisty jego wygląd (J. Wojciechowski 1936) zdają się wskazywać na zmiany składu chemicznego czynników powodujących turmalinizację skały. Smużystość skały, spowodowana przez występowanie grubo- i drobnoziarnistych pasm w obrębie masy skalnej, nie daje się uzasadnić na drodze krystalizacji, świadcząc raczej, że w obrębie granitu hołyczowskiego istniały jakieś uprzywilejowane drogi („privileged paths", H. H. Read 1948), wzdłuż których dyfuzja materii szła z większą łatwością. J. Wojciechowski (1936) stwierdził istnienie takich uprzywilejowanych dróg zaznaczających się pod mikroskopem w postaci mikrospękań wypełnionych masą kwarcowo-skaleniową.

Oddziaływanie metasomatozy i dopływu łatwo lotnych składników zaznacza się (wprawdzie w sposób nieznaczny) i w pozostałych skałach zespołu, tam gdzie notowany jest turmalin, lecz trudna jest odpowiedź na pytanie, dlaczego w granicie hołyczowskim proces ten silnie się ujawnił w postaci turmalinu występującego w gniazdach (tabl. VI, fig. 3), i żyłkach (J. Wojciechowski 1936). W literaturze naukowej spotykamy opisy skał, gdzie w obrębie tej samej masy skalnej notowane są różne nasilenia procesu przeobrażeń metasomatycznych (np. A. Simonen 1948 str. 48). Przyczyną powyższego zjawiska mogłyby być: nierównomierny rozkład dyfundujących do góry pierwiastków, położenie skały w stosunku do czynników wywołujących granityzację, charakter samej skały, stopień jej mechanicznego odkształcenia, temperatura, ciśnienie, a być może także inne, nieznane przyczyny.

Co się tyczy granitu hołyczowskiego występującego w pobliżu skał bogatych w żyły różnego rodzaju (jak diorytu i łupku amfibolowego), to jego sytuacja geologiczna pozwala przypuszczać, że źródło materiałów granityzujących nie było zbyt odległe.

Pod względem petrochemicznym granityzacja skał Gwozdowa i Hołyczówki wyraża się w wymianie składników kafemicznych i wody na krzemionkę i alkalia, przy czym znamienne jest, że w pierwszym okresie powyższego procesu zaznacza się silniejszy dopływ Na_2O niż K_2O, czyli metasomatoza sodowa poprzedza potasową.

Według poglądów D. L. Reynolds (1947 a) przyjętych przez wielu petrografów, wyżej podana wymiana materii jest typowa dla drugiego stadium przeobrażeń metasomatycznych, mianowicie dla procesu granityzacji właściwej. Zaznaczyć trzeba, że w skałach opisywanego zespołu

nie dało się ujawnić pierwszego stadium tego procesu (bazyfikacji lub desylifikacji).

Przecinanie się wzajemne żył w diorycie pozwala sądzić, że dopływ obcego materiału do skał terenu odbywał się co najmniej dwukrotnie. Granityzacji towarzyszyły lub poprzedziły ją ruchy sztywnej masy skalnej, o czym świadczyć mogą uskoki żył w diorycie (tabl. VII, fig. 1), mikrospękania w granicie hołyczowskim (J. Wojciechowski 1936) oraz deformacje mechaniczne składników skalnych (z wyjątkiem mikroklinu). Brak przeobrażeń mechanicznych w jednym z najmłodszych składników skał terenu, mianowicie w mikroklinie, pozwala przypuszczać, że mikroklinizacja nastąpiła już po ustąpieniu ruchów tektonicznych.

Opierając się na niektórych cechach makroskopowych, optycznych i chemicznych przebiegu przeobrażenia się skał zespołu i stosując rozważania P. Mischa (1949) powiedzieć by można, że w skałach opisywanych zachodziła granityzacja typu synkinematycznej i późnokinematycznej [1], przemawiają za tym także i studia porównawcze nad skałami Finlandii (p. rozdział następny).

Z uwagi na prekambryjski wiek skał Gwozdowa i Hołyczówki sądzić można, że granityzacja nie była jedynym procesem, jaki zaważył na historii kształtowania się opisywanych skał, lecz spośród innych procesów zaznaczyła się, jak się zdaje, najwyraźniej.

Chociaż sąd o mechanizmie przebiegu tego procesu i fizyko-chemicznych warunkach powstawania skał zespołu jest bardzo trudny, zebrany materiał pozwala jednak przypuszczać, że granityzacja skał odbywała się na drodze reakcji w stanie stałym, o czym mówiliśmy już kilkakrotnie wyżej.

Ze skał tego zespołu granity gwozdowski i hołyczowski oraz gruboziarnisty żyłowy można by zaliczyć do utworów powstałych na drodze granityzacji, granit zaś żyłowy aplitowy — do utworów iniekcyjnych.

5. PORÓWNANIA I DYSKUSJA

Granityzacja skał prekambryjskich na obszarze krystalicznego Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego należy do procesów często tu notowanych. Przedstawiona w rozdziale poprzednim geneza skał Gwozdowa i Hołyczówki, ilustrująca przejście amfibolitu w granit nie jest zjawiskiem odosobnionym. Jak wyżej podałam (str. 79 — 80) w dwu punktach na terenie m. Korca zanotowano ukazywanie się diorytu wtórnego pochodze-

---

[1] Dawny podział granitów Finlandii na 4 grupy (J. Sederholm), jak można sądzić na podstawie pracy A. Simonena (1948, str. 8), poddany został rewizji. W wyniku tej rewizji grupa granitów prebotnickich i postbotnickich uznawana jest obecnie za całość geologiczną związaną z orogenezą Swekofenidów. Współczesna klasyfikacja granitów Finlandii, opierająca się na poglądach na stosunki magmatyczne i tektoniczne tych skał, głosi, że każdemu procesowi fałdowania towarzyszyły tam trzy różne typy granitów związane z intruzjami: synkinematyczne, tj. współczesne z fałdowaniem, późnokinematyczne (late-kinematic) oraz postkinematyczne, tj. pofałdowaniach (w znaczeniu P. Eskoli, fide Simonen 1948 str. 8). Na marginesie wyżej podanych poglądów przypomnieć można, że H. Backlund (1937) postawił wniosek, aby stratygrafię skał prekambryjskich oprzeć na aktach granityzacji jako procesie związanym ściśle z tektoniką.

nia. Wprawdzie geneza tych skał nie została szczegółowo opracowana, lecz studia terenowe i mikroskopowe pozwalają z dostateczną pewnością sądzić o utworzeniu się diorytu na drodze granityzacji amfibolitu (zwłaszcza w odsłonięciu naprzeciw Starego Klasztoru, str. 80). Zdaniem St. Małkowskiego (1936) położony na N od Gwozdowa dioryt z Wyr również utworzony został na drodze granityzacji. Jak sądzić można na podstawie publikacji Ł. G. Tkaczuka (1948), dioryt wyrowski wykazuje analogiczne stadia przeobrażenia się z diorytem Hołyczówki. I tu, i tam dioryt ukazuje się w kilku odmianach, przechodzi w granodioryt i genetycznie wiąże się z granitem.

Rozpatrując zagadnienie petrogenezy w skali całego Masywu Ukraińskiego przypomnieć należy, że zdaniem Łuczyckiego (1934) występujące na Ukrainie dioryty nie są pochodzenia magmowego, lecz należą do utworów związanych z metasomatozą.

Wychodząc poza obręb masywu krystalicznego na obszary skał krystalicznych Finlandii i Karelii stwierdzamy, że przejście amfibolitów w skały granitoidowe i tam jest notowane. N. G. Sudowikow (1955) podaje liczne tego rodzaju przykłady. Autor zaznacza przy tym, że występujące w granitach relikty amfibolitów, niesłusznie za enklawy uważane, w istocie są dokumentami substratu, z którego utworzony został granit.

Z obszaru Polski opisane przez S. Jaskólskiego (1924) stosunki geologiczne i charakter petrograficzny amfibolitów tatrzańskich i granitu nasuwają myśl o pewnej analogii z procesami tu opisanymi. Piękne obrazy przeobrażenia się skał z amfibolu złożonych w skały diorytowe na skalę drobną (gr/cm) daje się obserwować w enklawach z andezytu okolic Pienin (tabl. XI, fig. 1, 2).

Zespół skalny okolic Gwozdowa i Hołyczówki był przedmiotem zainteresowania K. Smulikowskiego (1948) i znalazł odbicie w publikacji Ł. G. Tkaczuka (1948).

K. Smulikowski zastanawiając się nad genezą skał wymienionego obszaru rozwiązuje to zagadnienie w odmienny, niż tu przyjęto sposób. Krótkie, zamieszczone poniżej zestawienie obrazuje podobieństwa i różnice w poglądach na charakter i genezę zespołu skalnego okolic Gwozdowa i Hołyczówki:

Prof. K. Smulikowski	Autorka:
1) kwestionuje geologiczną jednolitość skał zespołu,	1) przyjmuje ją,
2) petrologicznie zalicza skały zespołu do jednej grupy,	2) sądzi podobnie,
3) uważa je za skały związane z intruzją,	3) uważa za skały powstałe „in situ",
4) rozróżnia genetycznie dwie grupy,	4) widzi w nich genetycznie jedną grupę,
5) przyjmuje następujący mechanizm powstawania: anateksis, tj. proces stopniowego upłynniania preegzystujących kompleksów skalnych w głębi skorupy ziemskiej — a) lipotektyty (dioryt, granodioryt, amfibolit) i b) palingenity (granity zespołu),	5) wyobraża sobie ten mechanizm inaczej: metasomatoza, ściślej: granityzacja na drodze dyfuzji materii w stanie stałym, żyła zaś aplitowa to prawdopodobnie utwór iniekcyjny związany z magmą,

6) zalicza cały zespół pod względem wieku do odpowiednich na terenie Finlandii utworów związanych z najstarszą orogenezą Swekofenidów.

6) sądzi podobnie.

Rozbieżność poglądów na jedno i to samo zagadnienie jak i różna interpretacja tych samych zjawisk może zawsze zaistnieć. W danym wypadku pewne różnice powstać mogły dzięki różnicy w uzyskanym materiale faktycznym. Własne badania autorki wykryły obecność amfibolu w granicie gwozdowskim, obecność większych skupień turmalinu w granicie z Hołyczówki oraz stwierdziły różnice pomiędzy biotytem diorytu a tymże składnikiem granitu gwozdowskiego.

Co się tyczy stanowiska Ł. G. Tkaczuka (1948) wobec zespołu skalnego Gwozdowa-Hołyczówki, autor umieścił opis oddzielnych skał zespołu w trzech różnych grupach, przy czym łupek amfibolowy niesłusznie nazwany został gnejsem amfibolowym (1948 str. 46). Ł. G. Tkaczuk zalicza granity gwozdowski i hołyczowski do granitów żytomierskich. Oba jednakże te granity w porównaniu z żytomierskim wykazują wyższą zawartość SiO_2 i Na_2O. Jedynie granit aplitowy (żyłowy tab. 3) zdradza skład chemiczny bardzo do granitu żytomierskiego zbliżony. Na wyjątkową pozycję tego granitu wśród pozostałych z Hołyczówki autorka zwróciła uwagę wyżej (str. 117). Ze względu na petrogenetyczną całość skał zespołu może by było bardziej wskazane porównać je z petrogenetycznie równoznacznymi im skałami.

Znaczne podobieństwo skał prekambryjskich Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego do podobnych utworów Fennoskandii, na co szczególną uwagę zwrócili St. Małkowski (1936) i J. Połowinkina (1937) skierowały moją uwagę na szukanie analogii skał Gwozdowa i Hołyczówki ze skałami różnych obszarów Finlandii. Poszukiwałam tam analogii w składzie zarówno chemicznym, jak i mineralnym, w sytuacji w terenie (podobieństwo zespołów skalnych, żył, enklaw), a gdzie się dało — także i w analogicznej genezie.

Studia porównawcze wskazują, że zespół skalny Gwozdowa i Hołyczówki najbardziej odpowiada skałom okolic Tampere (pd. Finlandia), a mianowicie obszaru Lavia i Aulanko (na N i S od Tampere). Zdaniem P. Eskoli (1927) oraz A. Simonena (1948) skały Finlandii południowej mimo licznych prac badawczych należą jednak do najmniej w tym kraju poznanych.

Porównując podane niżej wartości zespołu skalnego Gwozdowa i Hołyczówki ze skałami południowej Finlandii stwierdzamy co następuje. W obrębie poszczególnych typów skalnych (grupy A, B, C i D) zarysowują się niewielkie wahania wartości molekularnych Nigglego, przy czym cechą charakterystyczną jest, że skały wołyńskie mają prawie we wszystkich grupach niższe niż skały fińskie wartości *si*, wyższe natomiast wartości *alk* oraz *mg*. Skały opisywanego terenu są zatem bardziej alkaliczne niż wybrane do porównań skały Finlandii.

Tabela 5

Porównanie zespołu skalnego Gwozdowa-Hołyczówki i skał Finlandii na podstawie wartości N i g g l e g o

	Nr	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	Skład mineralny wg ubywających składników *
A	1	200	33	31	17	19	0,26	0,53	0,55	$An_{10—12}$, Qu, Bi, Ho, Mi
	2	205	32,6	33	18,7	15,7	0,27	0,41	0,57	
	3	226	33	28	21	17,4	0,36	0,51	0,76	An_{35}, Bi, Qu, Ho, Mi
	4	193	29	36,5	19,1	15,4	0,25	0,37	0,52	$An_{35—36}$, Qu, Ho, Bi, Mi
B	5	252	35	27	14	24	0,32	0,49	0,58	$An_{10—12}$, Qu, Bi, Mi, Ho
	6	253	36,5	28,5	14,5	20,5	0,47	0,43	0,50	$An_{30—38}$, Mi, Qu, Bi, Ho
	7	281	35,9	26,5	18	19,6	0,28	0,40	0,68	Plag. Qu, Mi, Bi, Ho
C	8	374	44	11	9	36	0,45	0,31	0,82	$An_{6\ 14}$, Qu, Mi, Bi, Musk, Ho (ślady)
	9	392	45,5	11,5	8	35	0,55	0,26	0,72	Mi Qu, Plag. Bi
	10	385	45	10,8	9,3	34,9	0,58	0,23	0,86	Mi, Plag. Qu, Bi, Musk
D	11	416	48	8	4	40	0,47	0,36	0,50	Qu, $An_{8—13}$, Mi, Bi, Musk
	12	431	47,5	8,5	6	38	0,64	0,29	0,71	
	13	393	50	6	5,5	38,5	0,71	0,43	0,92	

Grupa A

1. Dioryt kwarcowy z Hołyczówki k. Korca (Wołyń) — I. K a r d y m o w i c z o w a.
2. Dioryt kwarcowy z N od Naarajärvi, Lavia (Finlandia) — E. M ä k i n e n, cyt. A. S i m o n e n (1948).
3. Dioryt kwarcowy z NW od Naarajärvi, Lavia — E. M ä k i n e n, cyt. A. S i m o n e n (1948).
4. Dioryt kwarcowy z Tömäjärvi, Aulanko — A. S i m o n e n (1948).

Grupa B

5. Granodioryt z Hołyczówki k. Korca — I. K a r d y m o w i c z o w a.
6. Granodiryt z Välimäki, Lavia — E. M ä k i n e n, cyt. P. E s k o l a (1927).
7. Granodioryt z Aulanko — A. S i m o n e n (1948).

Grupa C

8. Granit z Gwozdowa k. Korca — P. R a d z i s z e w s k i (1935).
9. Granit z Lörpy, Kuru — V. H a c k m a n cyt. A. S i m o n e n (1948).
10. Granit mikroklin z Lakes Alajrvi, Aulanko — A. S i m o n e n (1948).

Grupa D

11. Granit z Hołyczówki k. Korca — J. W o j c i e c h o w s k i (1936).
12. Granit mikroklin z Sillanpää, Kisko — P. E s k o l a, cyt. A. S i m o n e n (1948).
13. Granit mikroklin. z Pajback, Parainen — M e t z g e r, cyt. A. S i m o n e n (1948).

* An — zawartość anortytu w plagioklazie
Plag — gdy skład drobinowy nie jest znany
Qu — kwarc
Mi — mikroklin
Bi — biotyt
Ho — hornblenda
Musk — muskowit

Co się tyczy składu mineralnego tych skał, zanotować należy, że w grupie diorytu (A) i granodiorytu (B) ujawnia się podobieństwo nie tylko składu jakościowego, lecz także ilościowego; w obu grupach plagioklaz zajmuje pierwsze miejsce. Gdy jednak w grupie diorytu mikroklin występuje w najmniejszej ilości, to w granodiorytach ostatnie miejsce zajmuje hornblenda. Istotna różnica zaznacza się w składzie drobinowym plagioklazu, który w skałach Hołyczówki i Gwozdowa jest znacznie bogatszy w drobiny albitu.

W zakresie granitów (opisuję tylko grupę C ze względu na brak danych porównawczych co do składu mineralnego dla grupy D) zarysowuje się większa różnica mineralnego składu ilościowego pomiędzy skałami wołyńskimi a fińskimi; w obu granitach Finlandii pierwsze miejsce zajmuje mikroklin, w granicie gwozdowskim — plagioklaz. W obu granitach Gwozdowa i Hołyczówki (C i D) mikroklin zajmuje miejsce dopiero po plagioklazie i kwarcu.

Godzien zanotowania jest fakt, że dioryt i granodioryt Gwozdowa i Hołyczówki mają wartości N i g g l e g o odpowiadające wartościom skał Finlandii, które są zaliczane przez A. S i m o n e n a do grupy synkinematycznych skał intruzyjnych tego obszaru, gdy tymczasem granit gwozdowski i hołyczowski odpowiadają grupie późnokinematycznej (latekinematic) tego badacza (A. S i m o n e n 1948).

Powracając do porównywanych ze skałami Gwozdowa i Hołyczówki skał Finlandii przypominamy, że według E. M ä k i n e n a [1] skały obszaru Lavia odpowiadają prebotnickim granitom, granodiorytom, dioryto m i perydotytom; skały z drugiego porównywanego obszaru, mianowicie z Aulanko, zalicza A. S i m o n e n (1948) do grupy synkinematycznej, granity zaś mikroklinowe — do późnokinematycznej grupy intruzyjnej. Obie te grupy odpowiadają najstarszej fazie orogenezy Swekofenidów. A. S i m o n e n wiąże tworzenie się skał obszaru Aulanko z procesem granityzacji. Podobnie J. S e i t s a a r i (1951), opisując skały obszaru na NE od Tampere, wiąże genezę niektórych z nich z tym procesem.

Przy porównywaniu skał Gwozdowa i Hołyczówki ze skałami dwu wyżej wymienionych obszarów skalnych południowej Finlandii pamiętać jednak trzeba, że zespół opisywanych tu skał, stanowiący całość geologiczną i genetycznie z granityzacją związany, nie może być bez zastrzeżeń porównywany ze skałami, którym przypisywany jest charakter utworów powstałych na innej drodze.

6. O WIEKU SKAŁ OKOLIC GWOZDOWA I HOŁYCZÓWKI

Zespół skalny okolic Gwozdowa i Hołyczówki jest niewielkim tylko fragmentem masywu skał krystalicznych Korca i jego okolic, toteż jego tektoniki nie należy rozpatrywać w oderwaniu od tektoniki skał, w które ów zespół został wkomponowany.

Jak już zaznaczyłam wyżej (str. 78), łupki krystaliczne należą do

[1] E. M ä k i n e n. Ein archaisches Konglomeratvorkommen bei Lavia in Finland Geol. Föreningens Förh. nr 306, s. 405. Stockholm 1915.

najbardziej rozpowszechnionych skał okolic Korca i doliny Korczyka, a zarazem do skał najstarszych (S. Małkowski 1931), które noszą ślady najwcześniejszych zaburzeń tektonicznych.

Na większych i kompletniejszych odsłonięciach skał doliny Korczyka i miasta Korca dokonane zostały przez P. Radziszewskiego (1925) i autorkę pomiary ich biegu i upadu, podane w tabeli 6. Jakkolwiek brak ciągłości odkrywek nie pozwolił na uzyskanie dostatecznie jasnego obrazu tektoniki skał tego odcinka, wyniki pomiarów pozwalają jednak na zorientowanie się w zarysie ogólnym w ich tektonice. Umieszczone obok w tabeli wyniki pomiarów analogicznych z kamieniołomu diorytu w Hołyczówce (stan kamieniołomu w r. 1935) umożliwiają przeprowadzenie pewnych porównań.

Jak wynika z zestawienia, na tym skrawku krystalicznego Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego zaznacza się wyraźna zmienność biegu i upadu skał, podobnie jak wśród skał doliny Słuczy (St. Małkowski 1927). Charakterystyczne dla zachodniego brzegu Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego dwa główne kierunki tektoniczne ENE-WSW oraz WNW-ESE zaznaczają się również wśród skał opisywanych, przy czym żaden z wymienionych kierunków nie ma przewagi. Godny uwagi jest fakt, że na terenie kamieniołomu diorytu w Hołyczówce kierunek NE zachowany został w najmniej dotkniętej przez granityzację skale zespołu — w łupku amfibolowym.

Biorąc pod uwagę sytuację geologiczną skał doliny Korczyka oraz Korca i okolic, ich wzajemne stosunki, śledząc zawarte w skałach enklawy i przecinające je żyły lub inne utwory smużyste, a także uwzględniając zaznaczające się w skałach kierunki tektoniczne, usiłuję w dalszym ciągu przedstawić względną kolejność tworzenia się skał fragmentu masywu krystalicznego okolic Korca. Zastrzec się jednak muszę, że niejasny stosunek granitu gwozdowskiego do koreckiego nie pozwala na zupełnie pewne powiązanie skał zespołu skalnego Gwozdów-Hołyczówka z pozostałymi skałami okolic Korca.

Poniżej podaję przypuszczalną kolejność powstawania (licząc od dołu) zespołu skalnego Gwozdowa i Hołyczówki w porównaniu z pozostałymi skałami krystalicznymi Korca i okolic:

Gwozdów i Hołyczówka	Okolice Korca
	żyły pegmatytu różowego
	granit starokorecki (rapakiwi)
żyła aplitowa w diorycie	
żyła granitowa w diorycie	
żyła kwarcowo-skaleniowa w diorycie	? żyły pegmatytu szarego (dwie generacje)
granit gwozdowski i hołyczowski	granit korecki
dioryt i granodioryt	dioryt I i II z miasta Korca
łupki amfibolowe i iniekcyjne	łupki i gnejsy doliny Korczyka i m. Korca
amfibolit w enklawach	? łupki grafitowe

W zestawieniu powyższym nie umieszczono różowego granitu z m. Korca (str. 80) ze względu na brak dostatecznych danych do wyzna-

Tabela 6

Zestawienie pomiarów biegu i upadu płaszczyzn uwarstwienia lub żył skał krystalicznych

Teren m. Korca i dol, Korczyka:					Teren kamieniołomu diorytu w Hołyczówce (fig. 4)			
Lp.	Miejsce	Skała	Bieg	Upad	oznaczenie na planie kamieniołomu	Skała	Bieg	Upad
1	Korzec, NW zbocze Góry Zamkowej	gnejs	SE-105	NE-60	1a-	granit żyłowy	NW-275	SW-28
2	Łaźnia Zamkowa	„	SE-105	NE-60	1b-	aplit żyłowy przecinający żyłę 1a	NW-320	SW-50
3	Przy moście	„	NE	NW	1c-	granit żyłowy	NW-335	SW-40
4	Kamieniołom Brandisa	„	SW-240	NW-68	1d-	granit żyłowy	NE-70	NW-20
5	Kamieniołom Brandisa	granit żył.	EW	S-83	2a-	aplit żyłowy	NW-320	SW-65
6	Kamieniołom Brandisa	łupki	SW	S	2b-	aplit żyłowy	NW-315	NE-60
7	Kamieniotom Bnińskiej	granit żył.	SW-225	NW-50	2c-	aplit żyłowy	NW-340	SW-72
8	Kamieniołom Załęskiej	gnejs.	SE-100	SW-43	3a-	pegmatyt	NW-350	SW-42
9	Kamieniołom cukrowni	„	E-W	N-55	3b-	pegmatyt	NE-45	NW-70
10	Na W od brodu, pod cukrownią	„	SW-225	NW-55	4	żyła kwarcowo-skaleniowa przecięta przez żyłę 1d	NW-318	SW-70
11	Kamieniołom Sadowskiego	granit korec.	NW-285	SW-55	5-	żyły pegmatytowe w łupku iniekcyjnym ułożone zgodnie z jego łupkowatością (4 żyły)	NE	
12	Za wodociągiem cukrowni	gnejs	NE-37	NW	6-	łupek amfibolowy	NE-50	
13	Rzadkówka	łupki grafit.	E-W					
14	Pod Szczytnią	gnejs	SW-245	NW				
15	Pod Szczytnią	migmatyt	SW-225	NW				
16	Kobyle	gnejs	SE-110	NE				
17	Storożów w dol. Korczyka	„	NE-60	NW				
18	Storożów-sekcja leśna 38	„	NW-337	NE				
19	Storożów-sekcja leśna 38	migmatyt	NE-20	SE				
20	Storożów-sekcja leśna 37-38	łupki	E-W					
21	Storożów-sekcja leśna 47	migmatyt	NE-50	SE				
22	Korzec, naprzeciw Zamku	żyła szarego	NW-SE					
23	Korzec, Kamieniołom Sadowskiego	pegmatytu	NW-292					

Uwaga; Nazwy miejscowości, kamieniołomów ltp. są podane w brzmieniu z r. 1939.

czenia mu miejsca w tym układzie. Obserwacje terenowe pozwalają przypuszczać, że granit ten jest młodszy od szarych granitów ukazujących się w postaci utworów iniekcyjnych w łupkach doliny Korczyka.

Przechodząc do zagadnienia wieku skał Gwozdowa-Hołyczówki oraz doliny Korczyka przypomnieć należy, że prof. St. Małkowski (1931) zaliczył łupki, gnejsy i szare granity tu opisane do skał związanych ze starszym kierunkiem fałdowań Wołynidów (l. c., str. 14), tzw. grupą wołyńską (archaik). P. Radziszewski (1928) po szczegółowym opracowaniu granitu koreckiego wypowiedział się za jego postbotnickim wiekiem, do którego J. Wojciechowski (1936) zaliczył również granit hołyczowski.

K. Smulikowski (1948) umieścił większość skał krystalicznych okolic Korca i doliny Korczyka (z wyjątkiem granitu starokoreckiego i innych różowych granitów) w pierwszej fazie orogenezy Wołynidów, odpowiadającej wiekowo pierwszej fazie orogenicznej Swekofenidów (l. c., str. 77) wyrażając pewne zastrzeżenia co do granitu gwozdowskiego odpowiadającego raczej granitom drugiej grupy J. Sederholma, tj. granitom postbotnickim. Zdaniem Ł. G. Tkaczuka (1948) granity gwozdowski i hołyczowski należą do grupy granitu żytomierskiego, który w układzie stratygraficznym skał masywu zaliczony został przez I. Usenkę (1955) do młodszego archaiku (II grupa granitów).

Studia własne skłaniają mię do zaliczenia zespołu skalnego okolic Gwozdowa-Hołyczówki do skał związanych z najstarszą fazą orogenezy Wołynidów, za czym przemawiają ujawniające się w łupku amfibolowym i utworach żyłowych podobne kierunki tektoniczne, charakterystyczne dla Wołynidów.

Jak już wspomniano wyżej (str. 125), skały Gwozdowa i Hołyczówki wykazują analogię do skał współcześnie- i późnokinematycznych południowej Finlandii, związanych wiekowo z orogenezą Swekofenidów.

Co się tyczy wieku skał drugiego szczegółowego opracowanego obszaru okolic Korca, mianowicie granitu starokoreckiego, zaznaczyć muszę, że własne studia skłaniają mnie do zaliczenia go do grupy granitów rapakiwi.

7. WNIOSKI I UWAGI

Studia skał krystalicznych okolic Korca oraz przegląd literatury petrograficznej pozwala mi na wyprowadzenie niektórych wniosków oraz nasuwa pewne uwagi, które niżej przedstawiam. Wprawdzie wnioski te, wyprowadzone w oparciu o drobny skrawek krystalicznego Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego nie mogą być rozszerzone na cały masyw, lecz mają znaczenie dla przyszłych studiów syntetycznych skał tego obszaru.

1. Skały okolic Korca wyróżniają się podwyższoną zawartością sodu, co wyraźnie zaznacza się przy porównaniu ich z analogicznymi skałami Finlandii. Wyższa zawartość sodu zdaje się być cechą charakterystyczną nie tylko skał opisanego w pracy obszaru, lecz także skał innych obszarów masywu, na co zwraca uwagę J. I. Połowinkina (1949).

2. Metasomatoza alkaliczna, której przejawy zanotowano w skałach Gwozdowa i Hołyczówki zachodziła także i w innych skałach zachod-

niego skrawka masywu. Poczynione przeze mnie obserwacje, że w ostatnim stadium tego procesu uzyskała przewagę metasomatoza potasowa, zgadzają się z wynikami badań szeregu innych autorów (S. Małkowski 1927, P. Radziszewski 1925, K. Smulikowski 1948, J. Wojciechowski 1936 i in.).

3. Zarówno z badań własnych, jak i z danych piśmiennictwa petrograficznego wynika, że mikroklin należy do jednego z najmłodszych składników szeregu skał zachodniego skrawka masywu. Jest on zarazem jedynym ze składników (głównych) w którym nie ujawniono deformacji mechanicznych. Fakt powyższy pozwalałby sądzić, że mikroklinizacja skał danego obszaru zaszła po ustąpieniu na nim zaburzeń tektonicznych. Tu należy jednak przypomnieć, że nie zawsze da się przyczynowo powiązać ze sobą obu faktów.

Znanym jest, że w stopach metalicznych przeobrażenia mechaniczne (spękania, wygięcia, przesunięcia) powstają dzięki napięciu wewnętrznemu stygnącej masy. F. Lewinson-Lessing (1949) sądzi, że stopy krzemianowe także nie są wolne od przeobrażeń mechanicznych. Również i w skałach przeobrażonych nie wszystkie deformacje mechaniczne związane są z ruchami tektonicznymi. Na przykład według Steinmanna (fide F. Lewinson-Lessing 1949) deformacje mechaniczne nefrytu z Ligurii powstały przy serpentynizacji piroksenitów na skutek powiększenia objętości masy skalnej.

Podobna zmiana objętości możliwa jest przy procesie granityzacji skał. N. Arabu (1937) powołując się na doświadczenia Perrina (cyt. Arabu), że 1 cm^3 piasku zamieniając się na $K_2Al_2Si_6O_{16}$ zwiększa swoją objętość o 55%, wskazuje na ogromną siłę, która by się wyzwoliła, gdyby doświadczenie Perrina przenieść na skały dostatecznie głęboko zanurzającej się geosynkliny.

Wracając do skał okolic Korca, których geneza wiąże się z granityzacją, przypuszczać można, że nie wszystkie zanotowane w skałach deformacje mechaniczne powiązane są z tektoniką.

4. Wysiłki wielu mineralogów i petrografów skierowane są na znalezienie kryteriów dla odróżnienia skał głębinowych pochodzenia magmowego od skał metasomatycznie przeobrażonych. W laboratoryjnych pracach główna uwaga skierowana została na precyzyjne oznaczenia właściwości minerałów salicznych. Stwierdzono już różnice w t° inwersji kwarcu z granitu i ryolitu. [O. Tuttle i M. Keith 1954] oraz różnice w ustawieniu optycznym plagioklazów wysoko- i niskotemperaturowych [D. Reynolds 1952, Z. White 1955]. Zwrócono także uwagę na niektóre składniki femiczne, jak biotyt Np. A. Simonen (1948) podaje, że w granodiorycie metasomatycznego pochodzenia (granityzacja) biotyt odznacza się wysoką zawartością żelaza. Jak wykazały badania własne, także w granicie gwozdowskim występuje biotyt o wysokiej zawartości żelaza.

5. W pracach petrograficznych ostatnich lat odzywają się coraz to liczniejsze głosy, nawołujące do zrewidowania dotychczasowych metod badań skał głębinowych, zwłaszcza przy ustalaniu ich genezy (G. D. Afanasjew 1951, R. Perrin i M. Roubault 1949, N. G. Sudowi-

kow 1955, i in.). Głównie chodzi o konieczność rozszerzenia badań terenowych w petrografii. Zdaniem N. G. Sudowikowa (1955) i wielu innych obserwacje terenowe są jedyną drogą, na której można realnie mówić o genezie skał na podstawie bezpośrednich badań geologicznych bez uciekania się do teoretycznych rozważań i koncepcji naukowych.

6. Ze względu na postępy badań petrograficznych i kryzys teorii magmowego pochodzenia skał głębinowych byłoby wysoce wskazane dokonanie krytycznego przeglądu wniosków o genezie niektórych skał dawniej opracowanych. Obecnie trudno porównywać i ustalać analogię nowo opracowanych skał z danymi starszej literatury. Porównywać bowiem wolno skały lub zespoły skalne petrogenetycznie równoznaczne.

W piśmiennictwie petrograficznym obecnie ukazuje się szereg publikacji, z re-interpretacją poglądu na genezę niektórych skał. Byłoby bardzo interesujące dokonanie u nas podobnego przeglądu (np. genezy granitu ze Strzegomia, granitów Tatr i stosunku ich do amfibolitów oraz innych).

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Afanasjew G. D. (1951), O roli granitizacji w formirowanii granitoidnych massiwow niektórych składczatych obłastiej *Jzw. A. N. Ser. geoł.* nr 4.
2. Anderson G. H. (1937), Granitisation, albitisation and related phenomena in the Northern Inyo Range of California, Nevada. Geol. Amer. Bull., 48.
3. Arabu N. (1937), O deformacii ziemli. *Mieżd. Geoł. Kongr. 1937 g. Trudy XXVII sessii SSSR*, 2.
4. Backlund H. G. (1936), Magmaaufstieg im Faltengebierge. *Bull. Com. Géol. Finl.*, nr 115.
5. Backlund H. G. (1937), O principach podrazdielenija dokiembrija. Mieżd. *Geoł. Kongr. Trudy XXVII sessii*, 2.
6. Backlund H. G. (1938), Zur Granitisationstheorie: eine Verdeutlichung. *Geol. Fören. Förh*, 60.
7. Backlund H. G. (1938), The problems of the Rapakivigranites. *Journ. Geol.*, 46.
8. Backlund H. G. (1946), The granitisation problem. *Geol. Mag.*, 83.
9. Becke F. (1923), Stoffwanderung bei Metamorphose. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 36, 1 — 2.
10. Bederke E. (1953), Regionalmetamorphose und Granitaufstieg *Geol. Rundschau*, 41.
11. Beljankin D. S. (1951), O problemie granitów. *Izw. Akad. Nauk SSSR, ser. geoł.*, No. 4.
12. Bezborodko M. I. (1935), Petrogenezis i petrogeneticzna karta krystalicznoj smuhy Ukrainy. *Ukr. Akad. Nauk, Trudy Inst. Geol.*, wyp. II
13. Bondarczuk (1955), Oczerki tiektoniczeskogo strojenija tieritorii Ukrainskoj Sow. Soc. Resp. *Geoł. Żurn.* 15, wyp. 3.
14. Bowen N. L. (1947), Magmas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 58, nr. 4.
15. Bowen N. L. (1950), The granite problem and the method of multiple prejudices. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 28, re-ed.
16. Bowen N. L. (1950), Making of magmatist. *Amer. Miner.*, 35, 9 — 10.
17. Bugge J. A. (1945), The geological importance of diffusion in the solid state.*Norske Vidensk. Akad., I Kl. Mat. — nat., Kl. 13.* Oslo.

18. Chatuncewa A. J. (1955), K woprosu o wozrastnych wzaimootnoszenijach bierdiczewskich i żitomirskich granitow. *Geoł. Żurn.* 15, wyp. 1.
19. Coombs Howard (1950), Granitisation in the Swauk Arkose near Venatchee, Washington. *Amer. Journ. Sci.*, 248., 6.
20. Daly R. A. (1949), Granite and metasomatism. *Amer. Journ. Sci*, 247, 11.
21. Davis H. M. (1956), Eternal granite — *Chemistry* 29, 6.
22. Erdmannsdörffer O. H. (1950), Die Entwicklung u. jetztige Stellung der Granitproblems. *Heid. Beitr. Min. Petr.*, 2, 4.
23. Erdmannsdörffer O. H. & Peters-Radzyk M. (1948), Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbes. Zweiglimmergraniten, *Ibidem*, 1, 2/3.
24. Eskola P. (1927), Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finland. *Fortschr. Min. krist.-petr.*, 11.
25. Eskola P. (1932), On the origin of granitic magmas. *Tscherm. Min.-petr. Mitt.*, 42.
26. Eskola P. (1948), The nature of metasomatism in the process of granitisation. *Int. Geol. Congr.*, 3, 18 sess.
27. Eskola P. (1955), About the granite problem and some masters of the study of granite — *Bull. Com. Géol. Finl.* 168.
28. Farquar O. C. (1953), From dolerite to diorite — *Geol. Mag.* 90.
29. Faworskaja M. A. (1951), O niekotorych jawlenijach mietamorfizma na kontaktach trieticznych „sierych granitow". *Trudy Geoł. Inst. Akad. Nauk SSSR., ser. petr.*, wyp. 107.
30. Forster R. (1947), Geologisch — petrographische Untersuchungen im Gebiete nordlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolithe. *Schweiz. Min.-petr. Mitt.*, 27, 2.
31. Frołowa N. W. (1950), 0 naiboleje drewnich osadocznych porodach ziemli (K problemie proischożdienija granitow). *Priroda*, 9.
32. Frołowa N. W. (1953), O proischożdienii granitow archieja Wostocznoj Sibiri — *Izw. Akad. Nauk. SSSR. Ser. geoł.* No. 1.
33. Gerling E. K. (1955), O wozrastnych otnoszenijach granitnych intruzii Ukrainy na osnowanii dannych argonowogo mietoda — *Biul. Komisii po opried. absol. wozrasta geoł. formacii* wyp. 1.
34. Goodspeed G. E. (1940), Dilation and replacement dikes. *Journ. Geol.*, 48, 2.
35. Goodspeed G. E. (1946), Xenoliths and skialiths. *Amer. Journ. Sci.*, 246, 8.
36. Goodspeed G. E. (1948), Replacement and rheomorphic dikes. Abstr. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 59.
37. Goodspeed G. E. (1950), Origin of granites. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 28.
38. Grout F. (1941), The formation of igneous-looking rocks by metasomatism. *Ibidem.* 52.
39. Grout F. (1950), Origin of the granite. *Ibidem, Mem.* 28, re-ed.
40. Hackman V. (1934), Das Rapakivirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmansrand). *Bull. Com. Géol. Finl.*, 106.
41. Holmes A. (1921), Petrographic methods and calculations. London.
42. Holmes A. &Reynolds D. (1947), A front of metasomatic metamorphism in the Dalradian of Co. Donegal. *Bull. Com. Géol. Finl.*, 140.
43. Jagitsch R. (1949), Geological diffusions in the solid phases. *Nature*, 164, nr 4168.
44. Jaskólski S. (1924), Les amphibolites des Monts Tatra et leur origine — *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. A.*
45. Johannsen A. (1937), Descriptive petrography of the igneous rocks. 1 — 4.
46. Jurk J. J. (1956), Granity Ukrainy — *Priroda*, 1.
47. Kaden-Drescher F. K. (1930), Zur Genese der Diorite von Fürstenstein. *N. Jb. Beil.* 60.
48. Kardymowiczowa I. (1935), O skałach towarzyszących diorytowi w Hołyczówce. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 42, Warszawa.
49. Kardymowiczowa I. (1936), O większych żyłach pegmatytowych okolic Korca, Bielczak i Ujścia na Wołyniu. *Prz. Górn.-Hutn.*, 1. Warszawa.
50. Kardymowiczowa I. (1937), Studia nad skałami krystalicznymi okolic Korca na Wołyniu, cz. I. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 48. Warszawa.

51. Kardymowiczowa I. (1939), Sprawozdanie z badań petrograficznych na obszarze arkusza Korzec, wykonanych w r. 1938, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 14.
52. Kardynowicz I. (1957), Enklawy w andezytach okolic Pienin — *Biul. Inst. Geol.* nr 117.
53. Katkowa N. S. (1949), Rol kaliego mietasomatoza w obrazowanii kaledonskich granitoidow karagudżurskogo intruziva. *Dokł. Akad. Nauk. SSSR, now. ser.*, 66, nr 3.
54. Korżinskij D. S. (1948), Diffierencijalnaja podwiżnost' komponientow i mietasomaticzeskaja zonalnost' pri mietasomatozie. *Int. Geol. Congr. 1948*, 3, 18 sess.
55. Korżinskij D. S. (1952), Granitizacija kak magmaticzeskoje zamieszczenije. *Izw. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol.*, 2.
56. Kunitz W. (1924), Die Beziehungen zwischen der chem. Zusammensetzung u. d. phys. — opt. Eigensch. innerhalb. der Glimmergruppe. *N. Jb. Miner., etc., Beil. — Bd.* 50.
57. Kupletskij B. M. (1946), Ob obrazowanii niekotorych porfirowidnych granitow Sriedniego Urała. Akademiku Beljankinu. *Inst. Geol. Nauk SSSR.*
58. Kupletskij B. M. (1948), Wopros o proischożdienii granitow w sovriemiennoj naukie. *Priroda*, 8.
59. Lapadu-Hargues P. (1945), Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. Géol. France, 5, ser.*, 15, 4 — 6.
60 Lebiediew P. J. (1946), Woprosy chimizma, swiazannyje s proischożdienijem granitow. Akademiku Beljankinu. *Inst. Geol. Nauk SSSR.*
61. Les échanges des matiéres au cours de la genése der roches grenues, acides et basique (1957), Les colloques internationaux 68.
62. Levinson-Lessing F. J. (1949), Problemy magmy, č. I, II. *Izbr. Trudy Akad. Nauk SSSR, 1.*
63. Lokka Lauri (1934), Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. *Bull. Com. Géol. Finl.*, 105.
64. Lokka Lauri (1935), Uber den Chemismus der Minerale (Orthit, Biotit u. a.), eines Feldspatbruches in Kangasala, SW-Finland. *Ibidem*, 111.
65. Lokka Lauri (1943), Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale. *Ibidem*, 129.
66. Lokka Lauri (1950), Chemical analyses of Finnish rocks. Ibidem, 151.
67. Łuczickij W. J. (1945), Granitoidy Ukrainskogo kristalliczeskogo massiwa. *Ref. Akad. Nauk. SSSR.*
68. Łuczickij W. J. (1950), Assimilacija i gibridizacija na tierritorii Ukrainskogo kristalliczeskogo massiva. *Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk SSSR, wyp. 107, ser. petr.* 31.
69. Łuczick'ij W. J. & Lebiediew N. (1934), Pietrografija Ukrainy. *Akad. Nauk SSSR.*
70. Małkowski St. (1927), O budowie geologicznej pn. — zachodniego naroża Masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 4, 1 — 2. Warszawa.
71. Małkowski St. (1930), O skałach mieszanych (migmatytach) okolic Klesowa. *Pos. Nauk Państw. Inst. Geol.* 27.
72. Małkowski St. (1931), Międzynarodowy Zjazd w Finlandii, odbyty w lecie 1931 r. a poświęcony badaniom formacji prekambryjskich. *Ibidem*, 31.
73. Małkowski St. (1931), O budowie przedpola masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego na Wołyniu. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 6.
74. Małkowski St. (1933), Skały okolic Klesowa. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 36.
75. Małkowski St. (1934), Przyczynek do charakterystyki skał ogniowych zasadowych masywu krystalicznego na Wołyniu. *Ibidem*, 38.
76. Małkowski St. (1936), Rzut oka na dotychczasowe wyniki badań geologicznych polskiej części masywu Wołyńsko-Ukraińskiego i jego przedpola na Wołyniu. *Ibedem, 36.*
77. Małkowski St. (1936), On the analogy between some Polisch and Fennoscandian rocks. *Bull. Com. Geol. Finl.*, 115.

78. Małkowski St. (1939), Przyczynek do charakterystyki złóż grafitu na Wołyniu. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 14.
79. Matkowski O. I. (1956), Epidotizacija granitoidow osnickogo kompleksa Wołyni — *Mineral. Sbork. Lwow Geoł. Ob-wa*, 10.
80. Misch P. (1949), Metasomatic granitisation of batholithic dimensions, *Amer. Journ. Sci.*, 247, 4.
81. Misch P. (1949), Metasomatic granitisation of batholithic dimensions, II--Static granitisation in Sheku area. *Ibidem*, 247, 6.
82. Misch P. (1949), Metasomatic granitisation of batholithic dimensions, III--Relation — ships of synkinematic and static granitisation. *Ibidem*, 247, 10.
83. Morkowkina W. F. (1950), Granitoidy Centralnogo Kawkaza. *Trudy Inst. Geoł. Akad. Nauk. SSSR, wyp. 107, petr. ser 31.*
84. Morozewicz J. (1922), Tymczasowe wyniki wycieczki na Wołyń. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 1.
85 Muir I. D. (1953), A local potassic modification of the Ballachulish granodiorite — *Geol. Mag.* 90, nr 3.
86. Muratow M. W. (1953), Wopros o wozrastie granitow jugowostocznoj czasti Ukrainskogo kristalliczeskogo massiwa — *Izw. Akad. Nauk Ser. Geoł.* 4.
87. Nakownik N. J. (1949), O mietasomaticzeskom minierałoobrazowanii i zakonie rawnych objemow. *Zap. Wsiesoj. Minier. Obszcz., ser. II, cz. 78, wyp.* 4.
88. Nickel E. (1948), Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes, IV — Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefern im westlichen Odenwald. *Heid. Beitr. Miner. Petr.*, 1, 4.
89. Niggli P. (1942), Das Problem der Granitbildung. Schweiz. *Min. petr. Mitt.*, 22.
90. Perrin R. & Roubault M. (1941), Observations d'un „front" de métamorphisme régional. *Bull. Soc. Géol. France, 5 ser.*, 2.
91. Perrin R. & Roubault M. (1945), Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). *Ibidem*, 15.
92. Perrin R. & Roubault M. (1949), On the granite problem. *Journ. Geol.*, 57, 4.
93. Perrin R. & Roubault M. (1950), A propos des Alpes. C. — *R. Séances Soc. Géol. France*, 9 — 10.
94. Perrin R. (1954), Granitisation, metamorphism and volcanizm — *Amer. Journ.* Sci. 252,8,
95. Perrin R. (1956), Granite again — *Amer. Journ. Sci.* 254.
96. Phylipsborn H. (1933), Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen.
97. Połkanow A. A. (1936), Geołogo-petrołogiczeskij oczerk siewierozapadnoj czasti Kolskogo połuostrowa, cz. I. *Akad. Nauk SSSR.*
98. Połkwoj O. S. (1950), Obrazowanije żilnych porod kisłych intruzij. *Trudy Inst. Geoł. Akad. Nauk SSSR, wyp. 107, ser. petr.* 31.
99. Połowinkina J. I. (1957), Migmatizacija i anatieksis Krivorożja. *Trudy XVII sess. Mieżd. Geoł. Kongr.*, 2.
100. Połowinkina J. I. (1937), Analogija mieżdu Wołyńsko-Ukrainskoj i Fiennoskandskoj formacijami archieja. *Ioidem.*
101. Połowinkina J. I. (1949), Natrowyj mietasomatoz kak zakonomiernost' w obrazowanii miestorożdienij żelezistych kwarcitow. *Zap. Wsieros. Minier. Obszcz., ser. II, č. 78.* 1.
102. Połowinkina J. I. Szenderowa A. (1954), O żelezistości biotitow w granitach Ukrainy — *Mineral. Sborn. Lwów. Geol. Ob.* 8.
103. Połowinkina J. I. (1955), Minierałłogiczeskije osobiennosti porod. s. Pokrowskoje, wyzwannyje natrowym mietasomatozom — *Mineral. Sborn. Lwów. Geol. Ob.* 9.
104. Połowinkina J. I. (1951), Problema proischożdienija granitow. *Westn. Akad. Nauk. SSSR*, 8.
105. Quirke T. (1940), Granitisation hear Killarney. Ontario. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 51.
106. Radziszewski P. (1925), Opis mikroskopowo-petrograficzny skał krystalicznych wołyńskich na pd. od rzeki Słucz. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3, *112.*

107. Radziszewski P. (1926), Sprawozdanie z badań petrograficznych na obszarze skał krystalicznych na pn. od rzeki Słucz. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 15.
108. Radziszewski P. (1928), Granit z Korca i granityt z Ośnicka na Wołyniu. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 4, 3 — 4.
109. Radziszewski P. (1930), Skały krystaliczne na północ od Korca na Wołyniu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 27.
110. Radziszewski P. (1935), Granit z Gwozdowa pod Korcem *Ibidem.* 42.
111. Raguin E. (1946), Géologie du granit. Paris.
112. Ramberg H. (1946), Litt om diffusjon i de faste bergarter og dens betydning for metamorfose- og metasomatose-fenomene. *Geol. Fören. Förh.*, 68. Stockholm.
113. Rankama K. (1946), On the geochemical differentiation in the earth's crust. *Bull. Com. Geol. Finl.*, 137.
114. Rastall R. H. (1945), The granite problem. *Geol. Mag.*, 82, 1.
115. Read H. H. (1946), This subject of granite. *Sci. Progr.*, 34.
116. Read H. H. (1948), Granites and granites. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 28.
117. Read H. H. (1948), A commentary on place in plutonism. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 413. London.
118. Reynolds D. L. (1944), The south-western end of the Newry igneous complex. *Ibidem,* 99.
119. Reynolds D. L. (1946), The sequence of geochemical changes leading to granitisation. *Ibidem,* 102.
120. Reynolds D. L. (1947 a), The association of basic „fronts" with granitisation. *Sci. Progr.*, 35, str. 205 — 219.
121. Reynolds D. L. (1947 b), The granite controversy. *Geol. Mag.*, 84, str. 209 — 223.
122. Reynolds D. (1952), The difference in optics between volcanic plagioclases and its bearing on the granite problem — *Geol. Mag.* 89, 4.
123. Richter M. (1950), Granitisation und Metamorphose im Kaledonischen Gebirge und in den Alpen. *Fortschr. Miner.*, 26.
124. Sahama T. G. (1945), On the chemistry of the east Fennoskandian rapakivi granites. *Bull. Com. Géol. Finl.*, 136.
125. Seitsaari J. (1951), The schist belt northeast of Tampere in Finland. *Bull. Com. Géol. Finl.*, 153.
126. Semenenko N. (1951), Geołogiczeskoje strojenije Ukrainskogo Kristalliczeskogo massiwa i istorija jego formirowanija — *Izw. Akad. Nauk. Ser. Geol.* 1.
127. Semenenko N. (1953), Problemy mietamorfizma — *Izw. Akad. Nauk. Ser. Geol.* 1.
128. Se'menenko N. (1953), Dokiembrij Ukrainskoj SSR. — *Trudy Łab. Dokiembr.* 2.
129. Simonen A. (1948), On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennidic territory of southwestern Finland. *Bull. Com. Géol. Finl.* 141.
130. Simonen A. (1948), On the petrology of the Aulanko area in southwestern Finland. *Ibidem,* 143.
131. Smulikowski K. (1946), Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu. *Arch. Miner. T. N. W.*, 16. Warszawa.
132. Smulikowski K. (1948), Notatki petrologiczne z okolic Korca i doliny Słuczy na Wołyniu. *Ibidem,* 17.
133. Sobolew W. (1947), Petrołogija wostocznoj czasti słożnogo Korosteńskogo płutona — *Uczen. Zap. Lwow. Gos. Uniw.* 6, *ser. geol. wyp.* 5.
134. Sudowikow N. G. (1955), Migmatity, ich genezis i metodika izuczenija — *Trudy Łab. Geoł. Dokiembr. SSSR.* 5.
135. Szustow W. (1956), Treszczinowatost' i deformacji kristałłow muskowita w piegmatitowych żyłach Ukrain. Kristall. massiwa Minead. *Sborn. Lwow. Geol. Ob-wa* 10.
136. Tkaczuk Ł. G. (1946), Ośnicki granity ta sporidnenni z nymy porody — *Nauk. Zapis. Lwiw. Derż. Uniw.*, 2, wyp. 2.
137. Tkaczuk Ł. G. (1948), Petrografja piwniczno-zachidnoj czastyny Ukrainskoho Krystalicznoho masywu — *Lwiw. Geol. Tow.*

138. Turner F. J. (1950), Mineralogical and structural evolution in the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 30.
139. Turner F. J. & Verhoogen J. (1951), Igneous and metamorphic petrology.
140. Tuttle O. Keith M. (1954), The granite problem: Evidence from quarz and feldspar of a tertiary granite — *Geol. Mag.*, 91, N. 1.
141. *Usenko J. S. (1954),* O rannich etapach formirowanija Ukrainskogo kristalliczeskogo massiwa — *Dokl. A. Nauk.* 5.
142. Usenko I. S. (1955), O genezisie drewnich granitoidow Ukraiskogo kristalliczeskogo szczita. *Dokł. A. N. SSSR,* 104, 6.
143. Usenko I. S. (1955), Pro Stratigrafiju Ukrainskogo kristalliczeskogo szczita *Geoł. Żurn. A. N. USSR.*
144. Venkayya E. (1951), Acid front in granitisation. *Nature,* 168, 4263.
145. Wahl W. (1925), Die Gesteine der Wiborger Rapakivigebietes. *Fennia,* 45, 20.
146. Walton M. (1955), Emplacement of „granite" — *Amer. Journ. Sci* 253.
147. Webb S. J. (1947) The genesis of some micro-veinlets in Cornish granite-porphyry *Geol. Mag.* 84, nr 2.
148. Wegmann C. E. (1935), Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau,* 26.
149. Wegmann C. E. & Krank E. H. (1931), Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finland, I, II. *Bull. Com. Géol. Finl.,* 89.
150. Weyberg Z. (1909), Materialy k poznaniju chimiczeskogo sostawa porodoobrazujuszczich slud. *Izw. Warsz. Uniw.*
151. White J. F. (1955), Granitic xenolith in diabase and associated high — and low- temperature feldspars — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 66, 12.
152. Wojciechowski J. (1936), O jednym z granitów Hołyczówki na Wołyniu. *Arch. Miner. T. N. W.,* 12.
153. Zastawniak F. (1951), Zależność składu chemicznego biotytów tatrzańskich od składu chemicznego skał macierzystych. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 20.
154. Zawarickij A. N. (1948), Metasomatism and metamorphism in the pyrite deposits of Ural. *Int. Geol. Congr. 1948, III,* 18 sess.
155. Zawarickij A. N. (1951), O wysokotiempieraturnych płagiokłazach — *Zap. Mineral. Ob.* 3.

SUMMARY

Abstract. In the first part of this paper the results of petrographical investigations of crystalline rocks in the environs of Korzec (USSR) are presented; these are the pink granite of Futory Starokoreckie and a rock complex of the environs of Gwozdów and Hołyczówka. It is stated that grey granites of the above mentioned area were formed by the granitization of amphibolites. Analogous processes in other areas are pointed out, comparative studies are made and some assumptions are put down.

In this paper are presented results of petrographical studies of pink granite of Futory Starokoreckie and of the rock complex of Gwozdów and Hołyczówka. As it is evident from the petrographical map of the environs of Korzec (fig. 1) the first of these rocks covers the area S of the town, whilst the rock complex occurs to the N of it.

The granite of Stary Korzec, called thus from the place of its occurrence (Futory Starokoreckie) covers the total area of about 15 square km. It is, according to the authoress, a fragment of a major batholith, a part of which was described by Bezborodko (1935) under the name of granite of Mucharów. According do Tkaczuk (1948) both

these granites belong to one group of porphyry granites of Korostyszów type. In its main mass the granite of Stary Korzec is a coarse-grained, dark pink rock. Only on the border with injection schists, occurring in it as inclusions the rock becomes more fine-grained and richer in biotite The granite of Stary Korzec consists of microcline, microcline microperthite, orthoclase, plagioclase $Ab_{86}An_{14}$, quartz and biotite, and, accessory minerals such as apatite, zircone, epidote, sphene, magnetite and brown oxides of iron. Quartz belongs to very characteristic components of granite since it contains numerous inclusions, looking either as long needles (resembling a photograph of quartz in J o h a n n s e n, vol. I, p. 175) or fine prisms of undetermined mineral situated in rows, or numerous strings of little bubbles of fluid or gaseous inclusions (pl. III, fig. 1 — 3). This quartz shows mechanical deformations, fissures and undulatory extinction and is biaxial. Biotite is distinguished by the lack of pleochroic areas around inclusions present in it and by a different pleochroic colour, different from that of biotites of surrounding rocks (a — clear yellow, $b = c$ — dirty green). The products of metasomatic metamorphism and mechanical deformations (of plagioclase and quartz) were observed in the rock. In marginal varieties of the granite from Stary Korzec there appears biotite with a different pleochroism (a — clear yellow, $b = c$ — dark brow): muscovite is also present there. Quartz is of the same type as that in coarse-grained variety of granite.

The granite of Stary Korzec shows macroscopically such an analogy with the rapakivi granite from Eurajoka [1] (near Nystad, SW Finland) that in specimens both rocks can be hardly distinguished. Microscopical studies, however, have shown some differences between them: in the granite from Eurajoka the green hornblende is present, its biotite shows a different pleochroism, quartz is devoid of inclusions of such type as in granite from Stary Korzec. In addition there is a greater amount of microcline than plagioclase in it than in the granite from Stary Korzec. The character of plagioclase could not be determined here in detail on account of its bad state of preservation. Besides this in the granite from Eurajoka no marks of mechanical deformations were observed.

As it can be judged from the literature (B e z b o r o d k o) the granite from Stary Korzec shows some resemblance of structure and has a similar mineral composition as that from Malina (rapakivi of the Korosteń type). The chemical composition of both rocks is also similar.

In table 1 (see Polish text p. 84) the chemical and mineral composition are presented, as well as some characteristic data of the granite from Stary Korzec and the respective data of rocks most related to it.

As it is evident (table 1) the granite from Stary Korzec contains in comparison with that from Mucharów, more SiO_2 and less FeO and MgO, while the contents of alkalies is almost the same in both rocks. As it is known (B e z b o r o d k o) in the granite from Mucharów the

---

[1] The specimen compared comes from the collection of Prof. S. M a ł k o w s k i taken during the International Geological Congress devoted to the pre-Cambrian in Finland, in 1931.

green hornblende is present; that explains the higher iron and magnesium contents in it in comparison with the granite from Stary Korzec.

The chemical composition of the granite from Malina is distinctly similar to that of the granite from Stary Korzec (table 1). The higher FeO contents is explained by the presence of amphibole in it.

In comparison with the rapakivi granite from Eurajoka, that from Stary Korzec differs by the ratio of $K_2O : Na_2O$; there is a small excess of potassium in it whilst in the granite from Eurajoka $K_2O : Na_2O$ is 2, 3. The comparison of mineral composition (normative one, table 1) shows that the granite from Stary Korzec corresponds mostly to that from Malina; this is as well evident from molecular quotients of N i g g l i and O s a n n' s projection ones (table 1). In graphical representation both these rocks should coincide (figs. 2 and 3). In the N i g g l i's diagram (fig. 3) the granite from Stary Korzec shows a great resemblance to the rapakivi granite from Eurajoka and to the values of the magma of the rapakivi type. Regarding the granite from Mucharów it is, in the diagram (fig. 3), displaced to the left of that from Stary Korzec.

Taking under consideration considerable macroscopical resemblance of the granite from Stary Korzec to rapakivi granite from Eurajoka, similar mineral and chemical composition of both rocks and the relation to the rapakivi magma the granite from Stary Korzec can be regarded as a granite of the rapakivi type. The analogy of its chemical composition to that of the rapakivi granite from Malina speaks rather for this assumption, supported also by field studies showing the distinctness of the granite from Stary Korzec and its probable genetic connection with numerous veins of pink pegmatite occurring south of the town of Korzec.

Some doubts in regard to the position of the granite from Stary Korzec in the rapakivi group may be inspired by the following facts: The granite from Stary Korzec contains 4,07 weight per cent of Na_2O, which is rarely observed in rapakivi granites. The attention should be drawn, however, to the fact that other rocks in the environs of Korzec, in comparison with respective rocks of Finland show also an increased contents of sodium (table 5, see Polish text, p. 124). Sodium metasomatism is an act common in rocks of the Volhynian-Ukrainian Crystalline Massif (Ł u c z y c k i j 1950, P o ł o w i n k i n a 1949, 1955). Among others affected by it were also plutonic rocks of Korosteń, e. g. an increased sodium contents shown in the granite from Perżańsk (P o ł o w i n k i n a 1955).

A second fact inspiring doubts is the observation of traces of mechanical deformations in the granite from Stary Korzec. Not attempting at present to solve the cause of their formation (orogenesis or metasomatic processes) it should be reminded that such deformations are strongly marked in rocks of the Volhynian Massif and there is no need to look for them in thin slides. In pink pegmatite veins from the environs of Korzec mechanical deformations are macroscopically visible as graniculately curved little prisms of black tourmaline. P. R a d z i s z e w s k i (1925) observed mechanical deformations in each pink granite

from Korzec and environs, whilst S. Małkowski (1927) and K. Smulikowski (1948) found cataclastic deformations of quartz also in pink granites situated N of Korzec. The granites of the Korosteń pluton show also mechanical deformations. They were observed by Sobolew (1947, p. 59) in the rapakivi granite from the region of Richta and by Bezborodko (12, p. 32) in the granite from Perżańsk.

Although in rapakivi granites from Finland no mechanical deformations are known, they are observed in rapakivi from Norway (Drivstuen, western part of Trondheim massif) what was mentioned by Hackman (1934, p. 23) quoting Carstens. It is possible that tectogenesis of the Volhynian Massif had its own history of development, different from the massif of Finland, but the younger rocks were also mechanically deformed. Beside it the attention should be drawn also to the fact that the granite from Stary Korzec shows marks of metasomatic metamorphism.

Since the granites of the Volhynian-Ukrainian Massif are petrologically insufficiently known, the assumption that the granite from Stary Korzec belongs to the group of granites of plutonic complex of Korosteń put forward by the authoress, should be regarded as a working hypothesis and attention to it should be drawn during further discussion of pink granites of this region.

Veins of pink pegmatite, situated mainly to the S of Korzec, sometimes of considerable thickness (up to 10 m), consisting of feldspar, quartz, muscovite, biotite, mechanically deformed black tourmaline and garnets belong, according to the authoress, to formations genetically connected with the granite from Stary Korzec.

Veins of grey pegmatite occurring at Korzec and to the N of it, of much lesser thickness (up to 2 m), besides components of pink pegmatites contain also small crystals (up to 1 cm) of green apatite.

The rock complex of the environs of Hołyczówka and Gwozdów, containing amphibolite, amphibolitic schists, diorite, granodiorite and the grey granites from Gwozdów and Hołyczówka, as well as veins accompanying these rocks, covers a total area of about 5,5 square km, cropping out chiefly on fields of the villages of Hołyczówka and Gwozdów. Besides, there occur within this area, near Morozówka, injection schists typical for environs of Korzec.

The first of the above mentioned rocks — amphibolite — appears as inclusions in all mentioned rocks, excluding the granite from Hołyczówka. The number of amphibolite inclusions and their dimensions decreases in the direction from diorite to granite from Gwozdów; in all rocks, however, in most cases, the angular shape of inclusions and a sharp border with host-rock is preserved. Amphibolite in inclusions shows processes of metamorphism into rocks of dioritic character.

Amphibolitic schists, occupying the middle part of the stone quarry at Hołyczówka (a sketch-map of the quarry fig. 4) directly neighbouring a diorite shows variable size of grain with the majority of fine grains (analysis, table 3, see Polish text p. 98), and presents a gradual

transition into the diorite. A short distance to the west of it there are in it parallel-running pegmatite veins.

Diorite occurring besides the above mentioned quarry, also on fields of the village of Hołyczówka and near Morozówka, variable in texture, structure and quantitative mineral composition, forms four varieties: I. typical quartz-biotite-amphibole diorite (analysis, table 3), II. a variety of smudge texture darker that the former (richer in biotite), III. a clearer and more coarse grained variety and IV. diorite of character transitory to amphibolitic schists. Within the diorite there are numerous various veins (a sketch-map of the quarry fig. 4).

The granodiorite, appearing as slightly weathered rock with slightly marked directional situation of components, occurs in three small stone quarries and in isolated blocks on fields of the village of Gwozdów, where, in one outcrop, it contacts the granite of Gwozdów, showing no contact metamorphism.

The granite from Gwozdów, exploited in two quarries, biggest in this area, is a homogenous, fine-grained rock in which the inclusions of amphibolite occur in clusters. Besides there occur in it veins of coarse grained granite and pegmatite.

The granite from Hołyczówka (J. Wojciechowski) appears in two varieties and the more coarse grained variety forms within the fine-grained one smudges of undistinctly marked borders. As it was already mentioned earlier there are no inclusions of amphibolite but there are observed clusters of tourmaline (pl. VI, fig. 3).

Numerous veins or formations of such character occurring in the diorite from Hołyczówka (a sketch-map of the quarry fig. 4) are of different origin. In order to find the relation to the surrounding rocks detailed studies were made of a vein of a coarse grained granite and of a vein of aplitic character (analyses in tabl. 3).

In the table presented below there are results of detailed microscopical studies of the above mentioned rock complex (in table 2 — analyses of some of its components and in tables 3 and 4 of the Polish text — their chemical and mineral composition and some characteristic data). Projection points of these rocks are presented in Osann's projection triangle (fig. 2) whilst Niggli's molecular quotients are presented graphically in fig. 9.

From the material collected it is evident that it would be difficult to solve the genesis of rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów on the basis of the differentiation-crystallization theory of magma. The facts favour rather the view that the rock complex in question was formed by metasomatic processes, and, speaking more strictly, by the way of granitization process. From many, sometimes widely different theories of granitization that of H. Read was accepted in this paper: „Granitization ...the process by which solid rocks are converted to rocks of granitic character without passing through a magmatic stage".

So far as the mechanism of this process is concerned, it is understood here as the migration of matter by means of diffusion in solid

Tabulation of results of optical examinations of rock

N°	Name of rock	Quartz	Plagioclase	Microcline (orthoclase)	Green hornblende
1	Amphibolite (in inclusions)	sporadically	$An_{10—12}$	sporadically	$Z : c = 15,8°—17°$ a = clear yellow colour b = green c = bluish-green
2	Amphibolitic schist (2 varieties)	+ *)	An_{25}	,,	,,
3	Diorite (4 varieties)	+	$An_{10—12}$ two generations, older one with mech. deformations and richer in *Ab* ring	+	,,
4	Granodiorite	+	$An_{10—12}$	+	$Z : c = 13°$ pleochroism as above
5	Granite of Gwozdów	+	$An_{6—14}$	+	sporadically
6	Granite from Hołyczówka (2 varieties)	+	$An_{8—13}$	+	—
7	Coarse grained granite from vein in diorite	+	An_9 two generations. older one as in diorite	+	—
8	Fine grained granite (aplite) from vein in diorite, younger than rock 7	+	An_6 — ?	+	—

*) + means present

complex of the environs of Hołyczówka and Gwozdów

Biotite	Muscovite	Other minerals	Metamorphic processes
a = clear yellow $b = c$ = yellowish-brown colour	—	apatite, titanite epidote, tourmaline (sporadically)	alternation of hornblende into biotite
a as above $b = c$ = greenish brown colour	—	as above + magnetite	mechanical deformations of quartz, plagioclase, biotite and as above
as in schist but two generations, older one mech. deformed	—	,,	as in schist + metasomatic replacing of plagioclase by microcline
a = as above $b = c$ = yellowish brown colour	—	as above + sericite	as in diorite
a = as above $b = c$ = dark brown colour	+	as above + chlorite, sericite, rutile oxides of Fe	mechan. deformations of quartz, plagioclase, biotite. Biotite occurs in clusters
,,	+	as above + tourmaline accumulations	mechan. deformations as above. Potassium metasomatism
,,	—	as in granite from Gwozdów + garnet	as in diorite
,,	—	as above + ilmenite	no alternations observed

phase according to Backlund, Bugge, Perrin, Roubault, Reynolds and others.

Summing up the facts it should be pointed out that the rock complex from Hołyczówka and Gwozdów shows some features characteristic for rocks formed in the process of granitization. The rock complex described here is surrounded by migmatites and shows within a small area (5,5 km) a considerable variation of rock types (5), a part of which is distinguished in several varieties (e. g. diorite — 4) showing rocks intermediate between amphibolitic schists to granodiorite. Inter-relation of individual types is marked in these varieties and the genetic relation of rocks in amphibolite inclusions occurring in them, in preserved schist texture and in their spotty appearance. Veins and formations of such a character, numerous in diorite seem to indicate directions of more intensive supply of granitizing materials. Angularity of inclusions, their sharp and even border with rock containing them suggest the metamorphism of these rocks by means of reactions in solid phase.

Microscopical examinations confirm suggestions obtained in field of the above mentioned genesis of rocks of the environs of Hołyczówka and Gwozdów, showing the kind of metamorphism, and partially directions of supply of granitizing materials. In thin slides of some examined rocks there are preserved traces of relict structure, either as directional situation of components or as accumulation of these in aggregates. Corrosion and reaction structure (pl. VI, fig. 1, 2), numerous quartz-biotite, quartz-amphibole, quartz plagioclase intergrowths (figs. 5, 7 and pl. V, fig. 1), wavy extinction in plagioclases and spotty appearance of pleochroic colours in amphibole, occurrence of components in two generations (plagioclase, biotite), metamorphism of amphibole into biotite and common for the described rocks thrusting out of plagioclase by microcline — these are commonly observed features of the rock complex from the environs of Hołyczówka and Gwozdów, characteristic for rocks metasomatically metamorphosed. The microscope enables to trace paths of supply of quartz-feldspar substance, especially well marked for microcline: a) in metasomatic formation of it inside separate, bigger plates of plagioclase (pl. V, fig. 4), b) in its formation as spots between minerals, and c) in supply of quartz — feldspar substance along microcracks of the rock. Also on the basis of microscopical examination it can be assumed that the process of potassium metasomatism causing the microclinization of rocks took place after cessation of tectonic disturbances (?), in already consolidated rocks. This seems to be suggested by microcline free of mechanical deformations in contrary to mechanically deformed quartz, plagioclase and biotite.

The picture of geochemical changes, obtained from the results of chemical analyses of rocks from environs of Hołyczówka and Gwozdów and examined independently from optical investigations and field studies, is not of much value so far as the genesis of the rocks is concerned, since it records only the change of their chemical composition (table 3). It can also well serve for consideration of the origin of rocks, according to the differentiation-crystallization magma theory, as well as to the metasomatism (granitization) hypothesis. Examining them

according to the granitization hypothesis (which is justified by results of optical studies and these made in the area) and taking under consideration two stages of geochemical changes accompanying granitization and separated by D. Reynolds (basification or desilification and granitization proper) we can say that the results of analysis point out to the second stage of metasomatic alternation of rocks — to granitization proper. As it can be assumed from chemical analyses in the initial stage of this process there is marked a more rapid supply of Na_2O, that is the albitization of rocks (schist-diorite) whilst in the terminal stage the potassium metasomatism increases.

The graphical representation of Niggli's molecular quotients for rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów (fig. 9) allows to trace harmoniously, with the increasing position of *si*, the increase of the line of *al* and *alk* values with the decrease of the line of *c* and *fm* values. The above mentioned diagram does not differ from the typical one of rocks the genesis of which is referred to the crystalization-differentiation magma theory.

The comparison of chemical composition of the two analysed biotites (table 2, see Polish text p. 92), shows considerably higher iron contents ($FeO \div Fe_2O_3$) in biotite from the granite from Gwozdów (table 2) than in that components from the diorite. It should be reminded that according to A. Simonen (1948) biotites in granitized rocks have usually a higher iron contents.

Analysing the mineral composition of rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów (table 4b), from amphibolitic schist to granites, the increase of felsic minerals at the cost of the decrease of amphibole and biotite is observed. Of these amphibole contents decreases rather rapidly in the three first rocks (1, 2, 3) whilst in the granite group (4 — 7) it is observed in small quantity only in the granite from Gwozdów (4); on the other hand biotite is present in all rocks described; it shows a considerable decrease of its contents on the boundary granodiorite (3) — granite from Gwozdów (4). Among felsic minerals plagioclase contents is the highest in diorite (2). Potassium feldspar (chiefly microcline) is showing a slow growth from diorite (2) to granites (4 , 5, 6) through granodiorite; it is lacking, however, in amphibolitic schists. In fig. 10 the above mentioned mineral inter-relations in rocks of the complex in question are presented graphically.

The change of mineral composition is accompanied by the change of specific weight of rocks from schist (2,87 gr/cm^3) to granites (2,62 gr/cm^3) (table 3).

In amphibolite inclusions, situated in some rocks (1 — 4) there are observed „on small scale" the same metamorphic processes as in rocks containing them: they are quite distinctly subject to biotization, and in the part bordering the rock — to dioritization. At the complete change of the inclusions rock into rock containing it only slightly marked outlines remain of it; this gives a spotty character to the rock.

Not all formations appearing in diorite and looking like veins have the same genesis: some of them belong to replacement dykes, as for example the analysed coarse grained one (table 3 (5)) showing proces-

ses of metasomatic alteration of such character as diorite whilst others, such as aplitic one (table 3 (7)) can be regarded as injection veins.

Coming to the question of the genesis of rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów an original rock should be discussed, from which the amphibolite was formed. No rock formations untouched by metamorphism are, however, preserved in the area and it is difficult question to find out the original nature of amphibolites in a direct way. The diorite and amphibolite schist show marks of metasomatic alteration influenced by material supplied from outside, and causing first of all biotitization of amphibole, increase of plagioclase contents, and, as in the diorite, the enrichment of the latter in albite particle. Initial schist structure and texture is being still preserved in some varieties of diorite which in loose specimens look like normal „magma" rocks. The granodiorite, the product of more advanced process of granitization of amphibolite allows the detection of the initial schist texture only on larger surfaces. As a whole it is a grained rock of uniform appearance; enriched in quartz grains and microcline plates it appears like a normal magma rock. The granite from Gwozdów, showing in the area all features of a magma rock, is genetically connected with the diorite and granodiorite, since analogous amphibolite inclusions occur in it; but at microscopical examination it shows features allowing to assume that is as a matter of fact a „pseudomorph" after amphibolite. It might be looked upon as an end product of the granitization process of amphibolite.

Coming to the biotite-muscovite granite from Hołyczówka connected with the diorite by the appearing in the latter as veins, we think that this rock was subject to metasomatism rich in volatile components. Under the influence of this process muscovite and tourmaline were formed in it — the latter, as it is well seen under microscope, is younger than microcline. Smudges of coarse grained granite occurring in granite from Hołyczówka were formed, as it can be assumed, due to the presence of some „privileged paths" of R e a d, along which the diffusion of materials was made easier. The existence of such privileged paths in shape of microracks filled with quartz-feldspar substance in the granite from Hołyczówka was found, as it is known, by J. W o j c i e c h o w s k i.

A slight action of metasomatism with a supply of volatile components can be observed in other rocks of the complex (the presence of tourmaline), but it is difficult to answer the question why in the granite from Hołyczówka these features occur especially distinctly.

In the granitization process in the area of Hołyczówka and Gwozdów two stages of alkaline metasomatism can be distinguished: in the first one a larger supply of Na_2O was marked (albitization), whilst in the second one potassium metasomatism prevailed (microclinization); the latter stage, as microscopical examination shows took place after cessation of tectonic disturbances (?) in already consolidated rocks.

Although it is very diffiucult to draw conclusions concerning the mechanism of the granitization process, the collected material allows to assume that rocks in the environs of Hołyczówka and Gwozdów were

formed as a result of granitization in solid phase of „in situ" situated amphibolites.

Taking under consideration the well known saying of H. Read: „there are granites and granites" in relation to this group of granite described here only the vein granite (aplite) can be placed in injection granites, whereas the remaining ones belong to those metasomatically formed.

The origin of rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów by granitization is not an exceptional process in the Volhynian -Ukrainian Massif. A similar genesis is shown within the town of Korzec by the diorite denudated in the garden of the sugar factory and near Stary Klasztor. St. Małkowski gives many examples of granitization in the northern part of the Massif (e. g. diorite from Wyry — 8 km to the N of Klesów). As it is evident from the paper by Ł. Tkaczuk (1948) the diorite from Wyry shows analogous stages of metamorphism as that from Hołyczówka. There, as well as here, the diorite appears in several varieties, is converted into a granodiorite and is genetically connected with granite (Ł. Tkaczuk 1948, p. 102), V. Łuczyckij (1934) thinks that rocks occurring in the Volhynian-Ukrainian Massif and regarded as diorite were formed by metasomatic alteration of rock formations initially containing augite.

Going outside the Crystalline Massif, to crystalline rock areas of Finland and Karelia we find that the conversion of amphibolites into granitoidal rocks is observed there also. N. Sudowikow (1955) gives many such examples.

That author notes that amphibolite relics occurring in granites, unrightly regarded as inclusions are in fact documents of substrate, from which the granite was formed.

The geological relations and petrographical character of the amphibolites from the Tatra and the granites described by S. Jaskólski (1924) suggest some analogy with processes described here. Very fine examples of conversion on a small scale (gr/cm) of rocks consisting of amphibole into diorite rocks can be observed in the andesite inclusions from the environs of Pieniny (pl. XI, figs. 1, 2).

The comparison of rocks from the environs of Hołyczówka and Gwozdów with rocks from Finland has shown that rocks described here are mostly similar to those from the environs of Tampere (S. Finland), i. e. the area of Lavia and Aulanko (table 5, see Polish text p. 124).

It should be noted that the diorite and granodiorite from Hołyczówka is related to the diorite and granodiorite from Aulanko placed by A. Simonen (1948) in the synkinematic group of intrusion rocks; the granites from Hołyczówka and Gwozdów correspond to the rocks of the latekinematic group of that author.

The rock complex from the environs of Hołyczówka and Gwozdów was the subject of petrological studies of K. Smulikowski who also could not solve its genesis with the help of the differentiation-crystallization magma theory; he has accepted the origin of that complex by anatexis, dividing the complex into two groups: a) lipotectites — amphibolite, diorite, granodiorite and b) palingenites — granites of the

complex. So far as Ł. Tkaczuk's point of view on the rock complex of Gwozdów-Hołyczówka is concerned (Ł. Tkaczuk 1948) that author described the rocks of the complex in three different groups, unrightly determining the amphibole schist as amphibole gneiss (Ł. Tkaczuk 1948. p. 46). Tkaczuk regards the granites from Gwozdów and Hołyczówka as granites of Żytomir. Both these granites, however, in comparison with that of Żytomir show higher SiO_2 and Na_2O contents. Only the aplite granite (vein-granite, table 3—(7)) is showing a chemical composition very similar to that of Żytomir. Attention has been already drawn earlier to the exceptional position of this granite among other rocks from Hołyczówka. On account of the petrogenetical unity of rocks of the complex it would be perhaps better to compare them with petrogenetically equivalent rocks.

On the basis of the material collected there are presented below the relative chronological relations of:

rock complex of environs of Hołyczówka and Gwozdów	rocks of Korzec and environs
(the age of rocks increases downwards)	
	Veins of pink pegmatite
	Granite of Stary Korzec (rapakivi)
Aplite vein in diorite	
Granite vein in diorite	
Quatrz-feldspar vein in diorite	Grey pegmatite veins
Granite from Hołyczówka and Gwozdów	Granite from Korzec
Diorite and granodiorite	Diorite I and II from Korzec
Amphibole schists and injection ones	Schists and gneisses from Korczyk valley and Korzec
Amphibolite in inclusions	Graphite schists

It should be reminded that according to St. Małkowski (1931) schists, gneisses and grey granites from the environs of Korzec belong to formations connected with foldings of Volhynides. P. Radziszewski (1927) expressed the opinion that the granite from Korzec is of post-Botnian age; so did J. Wojciechowski (1936) in the case of the granite from Hołyczówka. K. Smulikowski (1948) regarded prevailing part of crystalline rocks from the environs of Korzec, as formations connected with the first stage of the Volhynides orogenesis, corresponding to the first stage of orogenesis of Svecofenides. According to Ł. Tkaczuk (1948) the granites from Gwozdów and Hołyczówka belong to the group of granite of Żytomir, which in stratigraphical representation of the rocks of the Massif is placed by I. Usenko (1955) in the Younger Archaic (second group of granites).

Results of her own studies incline the authoress to regard the rock complex from the environs of Hołyczówka and Gwozdów as rocks connected with oldest stage of the orogenesis of Volhynides.

This view is supported by similar tectonic directions, characteristic for Volhynides, visible in amphibole schists and vein rocks. On table 6 of the Polish text there are presented the results of measurement of strike and dip of crystaline rocks from the town of Korzec and from the valley of Korczyk (the left part) and of rocks in the diorite quarry at Hołyczówka (right part).

Conclusions

Conclusions drawn on the basis of examination of rocks from the environs of Korzec and from studies of petrographical literature may be summed up as follows:

1. In the proces of formation of rocks from the environs of Korzec a considerable role was played by alkaline metasomatism, in the first stage of which the sodium metasomatism prevailed. A higher sodium contents is shown not only in rocks from the environs of Korzec but also from other areas within the Volhynian-Ukrainian Massif (J. Połowinkina, 1949, 1955).

2. In the final act of alkaline metasomatism the potassium one prevailed, since microcline is showing features of the youngest of the main rock components. This fact is in agreement with the results of studies of several other authors (S. Małkowski 1927, P. Radziszewski 1925, K. Smulikowski 1948, J. Wojciechowski 1936, and others).

3. Rocks from the environs of Korzec show numerous mechanical deformations visible macroscopically as well as under microscope. Among their components only microcline is free of mechanical alteration. This fact allows to assume that the microclinization of rocks from the environs of Korzec took place after cessation of tectonic disturbances in the Massif. However, on account of the fact that the rocks from the environs of Korzec show marks of granitization, which could be accompanied by the change of the volume of rocks mass and which was accompanied by the change of specific weight of rocks — it should be remembered that mechanical deformation is not always connected with tectonic processes.

4. Rocks from the environs of Korzec show analogy with the rocks from South and South-Western Finland, for which, among others, speaks a distinct relation of the granite from Stary Korzec to the rapakivi granite from Eurajoka (near Nystad). The relation of rocks from both areas is visible also in metasomatic processes taking place and in the character of some rock components. For example the biotite from the granite from Gwozdów (formed by the way of granitization) is distinguished by similarly high iron contents as the biotite in granodiorite (of metasomatic origin) from Aulanko (A. Simonen 1948). It should be reminded that the attention has been already many times drawn to the analogy of the rocks of the Volhynian-Ukrainian Massif to rocks of Finland (S. Małkowski, J. Połowinkina, P. Radziszewski and others).

At the end attention is drawn to the necessity of making the revision of the genesis of rocks worked out earlier and, if necessary, of making a re-interpretation of it on the basis of achievements and ideas of modern petrology.

OBJAŚNIENIA TABLIC III — XI

EXPLANATION OF PLATES III — XI

Tablica III

Plate III

Fig. 1. Wrostki rutylu (?) w kwarcu — granit starokorecki, x 540
Fig. 2. Kwarc z szeregowo ułożonymi wrostkami — granit starokorecki, x 540
Fig. 3. Kwarc z inkluzjami — granit starokorecki, x 540
Fig. 1. Rutile inclusions (?) in quartz — granite from Stary Korzec x 540
Fig. 2. Quartz with inclusions situated in rows — granite from Stary Korzec x 540
Fig. 3. Quartz with inclusions — granite from Stary Korzec, x 540

Tablica IV

Plate IV

Fig. 1. Łupek amfibolowy z kamieniołomu diorytu z Hołyczówki, Nikole ukośne, ok. x 11
Fig. 2. Granit gwozdowski. Nikole skrzyżowane, ok. x 11
Fig. 1. Amphibolitic schist from the diorite quarry at Hołyczówka. Oblique nicols, ca x 11
Fig. 2. Granite from Gwozdów. Crossed nicols, ca x 11

Tablica V

Plate V

Fig. 1. Ziarna kwarcu w amfibolu — dioryt z Hołyczówki. Nikole równoległe, x 29
Fig. 2. Biotyt o brzegach skorodowanych — dioryt hołyczowski. Nikole równoległe, x 29
Fig. 3. Biotyt obrastający amfibol — dioryt hołyczowski. Nikole równoległe, x 29
Fig. 4. Resztki wypieranego przez mikroklin plagioklazu tkwiące w nim i zaznaczające się w obwódce — żyła granitu typu hołyczowskiego w diorycie. Nikole skrzyżowane, x 29
Fig. 1. Quartz grains in amphibole — diorite from Hołyczówka. Parallel nicols, x 29
Fig. 2. Biotite with corroded margins — diorite from Hołyczówka. Parallel nicols, x 29
Fig. 3. Biotite surrounding amphibole — diorite from Hołyczówka. Parallel nicols, x 29
Fig. 4. Remnants of plagioclase pushed out by microcline situated in it and marked in a ring- granite vein of Hołyczówka type in diorite. Crossed nicols, x 29

Tablica VI

Plate VI

Fig. 1. Świeży mikroklin obrastający skorodowane plagioklazy — granit hołyczowski. Nikole skrzyżowane, x 35
Fig. 2. Mikroklin obrastający skorodowane ziarna plagioklazu — granit hołyczowski. Nikole skrzyżowane, x 35
Fig. 3. Skupienia turmalinu w granicie hołyczowskim

Fig. 1. Fresh microcline surrounding corroded plagioclases — granite from Hołyczówka. nicols, x 35
Fig. 2. Microcline surrounding corroded plagioclase grains — granite from Hołyczówka. Crossed nicols, x 35
Fig. 3. Clusters of tourmaline in granite from Hołyczówka

Tablica VII

Plate VII

Fig. 1. Kamieniołom diorytu w Hołyczówce. Widoczne są: żyła średnioziarnistego pegmatytu oraz żyła starszego granitu (analizowanego) z uskokiem przecięta przez żyłę aplitową (analizowaną)
Fig. 1. Diorite quarry at Hołyczówka. Visible are: vein of medium grained pegmatite and vein of older granite (analysed) with fault crossed by aplite vein (analysed)

Tablica VIII

Plate VIII

Fig. 1. Kamieniołom diorytu w Hołyczówce. Żyła kwarcowo-skaleniowa przecięta przez żyłę granitu
Fig. 1. Diorite quarry at Hołyczówka. Quartz feldspar vein crossed by granite vein

Tablica IX

Plate IX

Fig. 1. Fragment żyły granitu w diorycie hołyczowskim. Równolegle do granicy między obu skałami widać pasmo minerałów femicznych
Fig. 2. Dioryt z Hołyczówki. Nikole ukośne, x 15
Fig. 1. A fragment of a granite vein in diorite from Hołyczówka. Parallel to the border between both rocks a zone of mafic minerals is visible
Fig. 2. Diorite from Hołyczówka. Oblique nicols, x 15

Tablica X

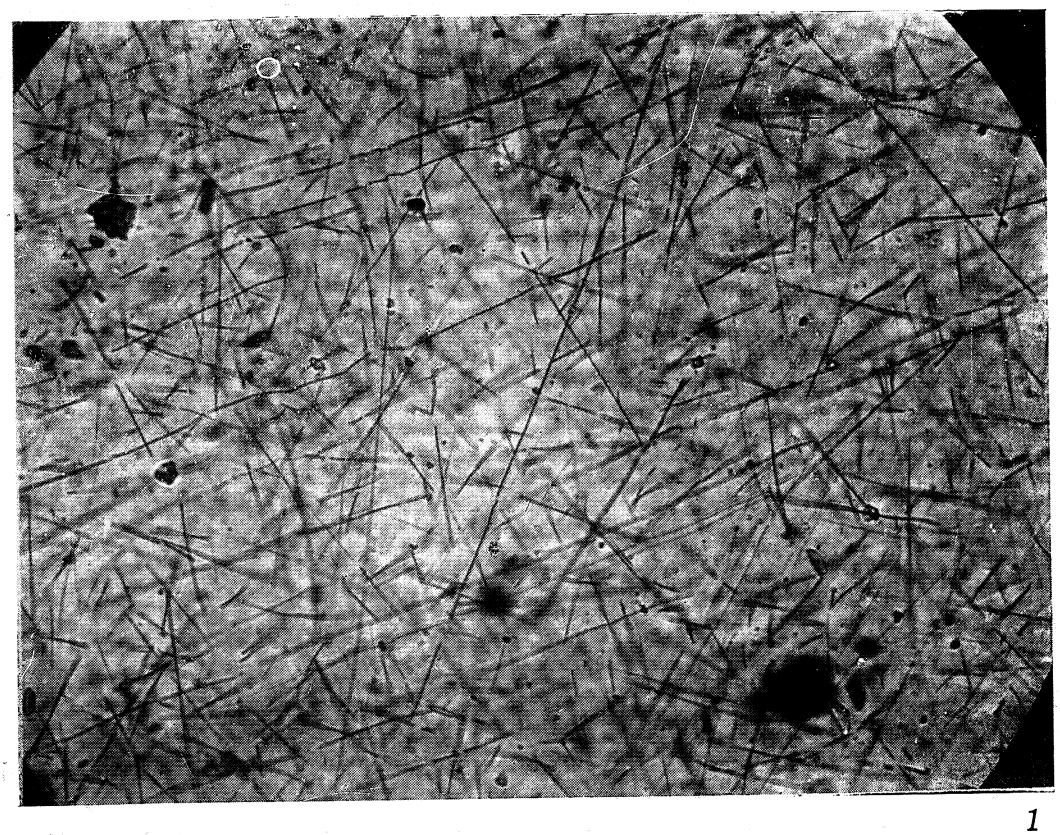
Plate X

Fig. 1. Granit żyłowy z Hołyczówki. Nikole ukośne, x 15
Fig. 1. Vein granite in diorite from Hołyczówka. Oblique nicols, x 15

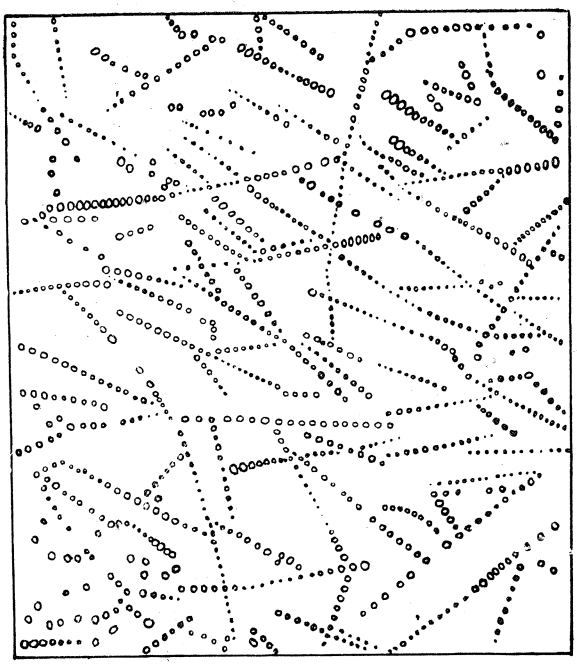
Tablica XI

Plate XI

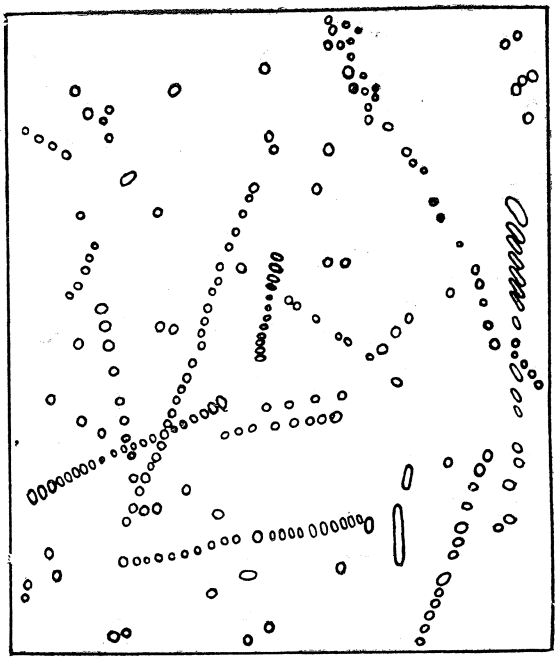
Fig. 1. Fragment enklawy amfibolowej z diorytową obwódką na granicy z andezytem, Góra Wżar k. Czorsztyna (Pieniny). Nikole ukośne, x ?
Fig. 2. Enklawa z amfibolu złożona z diorytową obwódką na granicy z andezytem. Góra Wżar k. Czorsztyna (Pieniny) x 2/3
Fig. 1. A fragment of amphibole inclusion with diorite ring on the border with andesite, Wżar Mountain near Czorsztyn (Pieniny Mts). Oblique nicols 8 x
Fig. 2. Enclave consisting of amphibole with diorite ring on the border with andesite. Wżar Mountain near Czorsztyn (Pieniny Mts), x 2/3



1

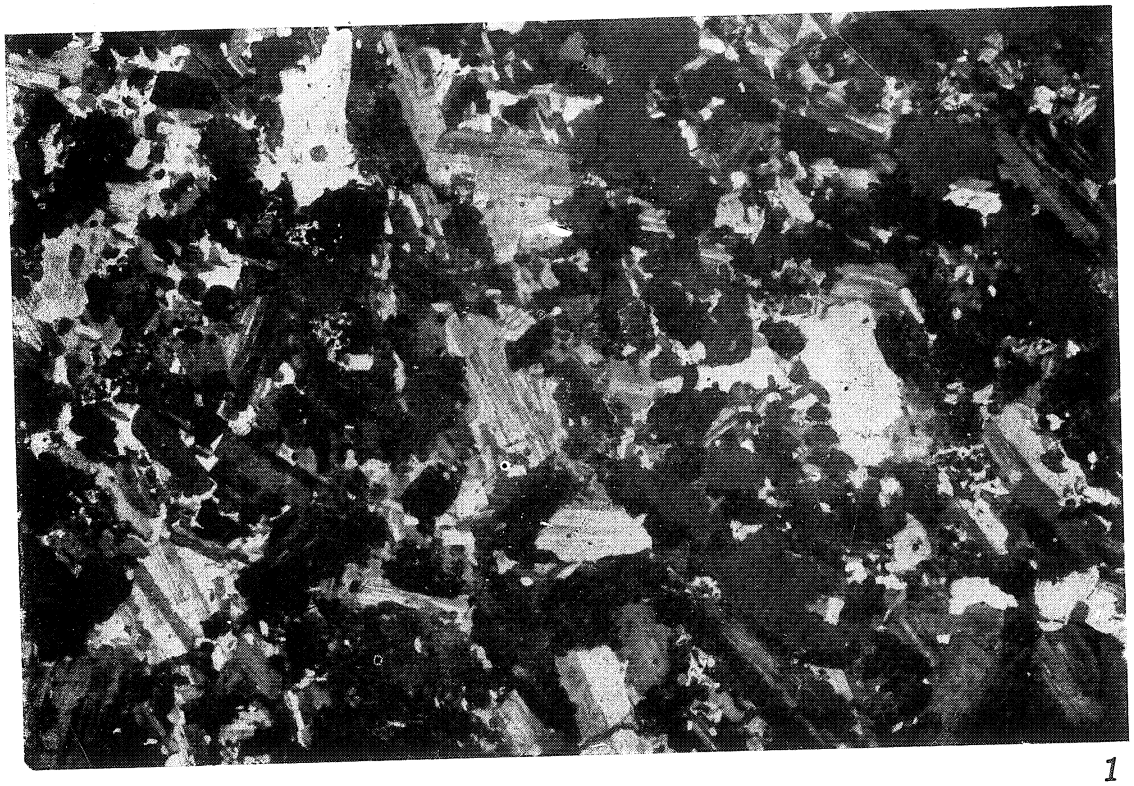


2

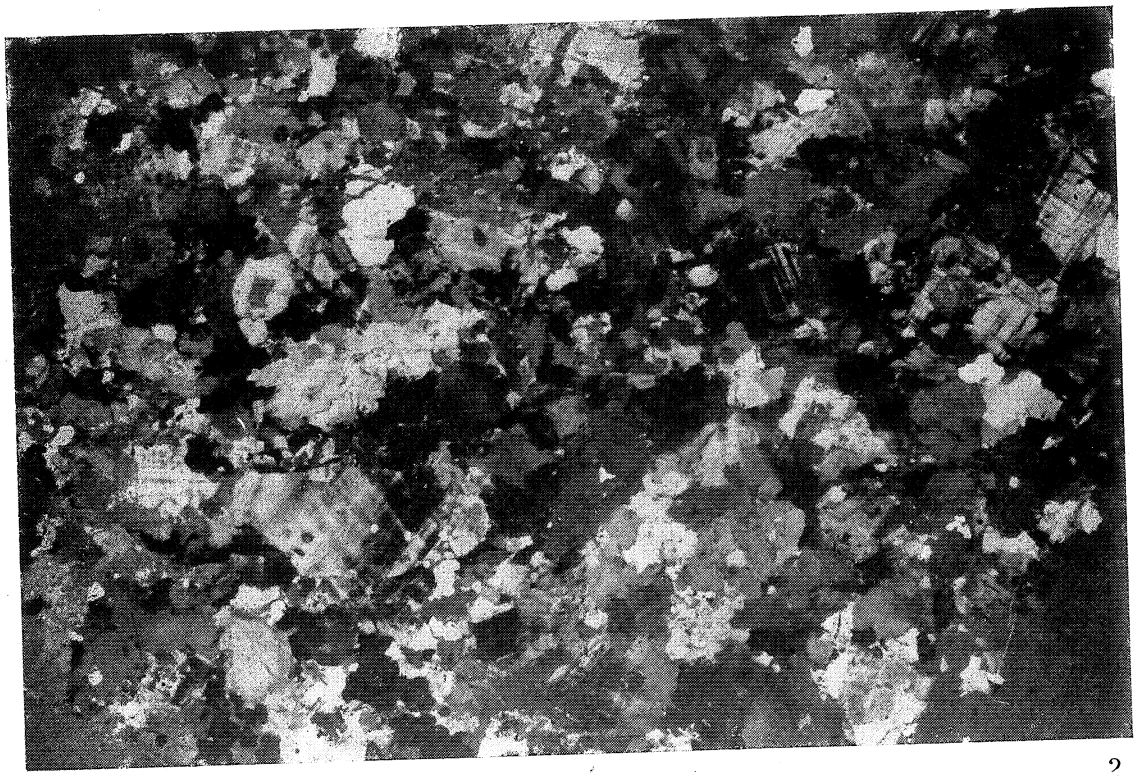


3

I. Kardymowicz

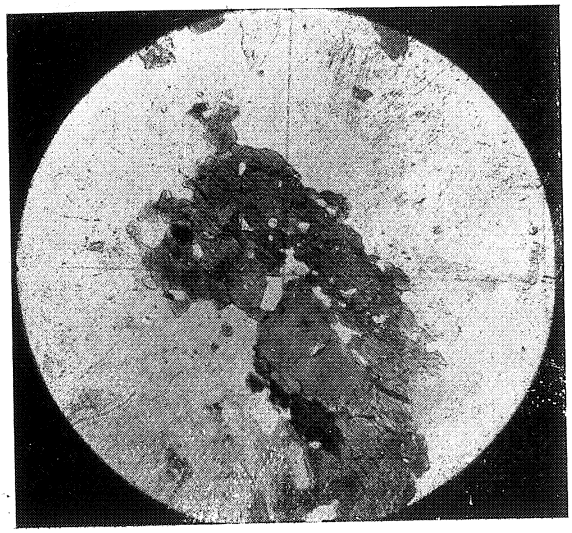


1

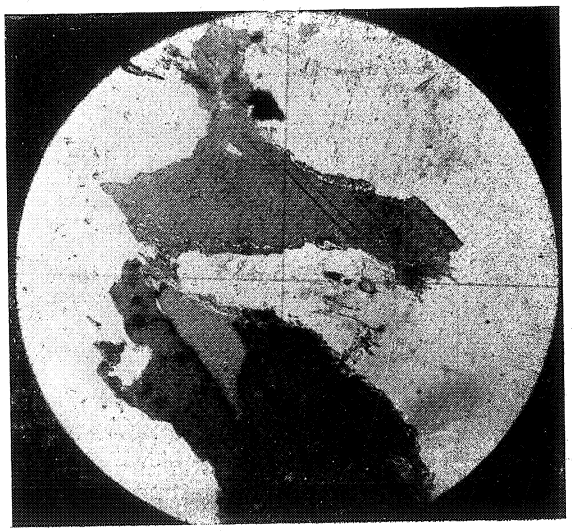


2

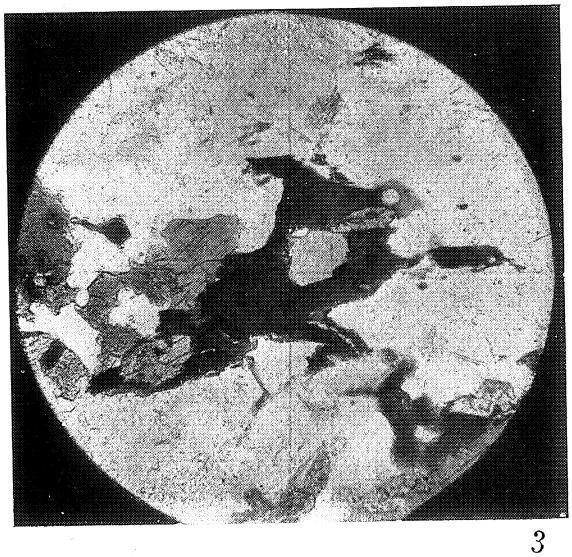
I. Kardymowicz



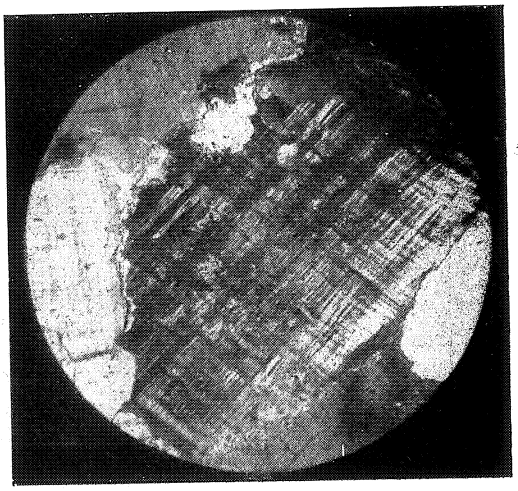
1



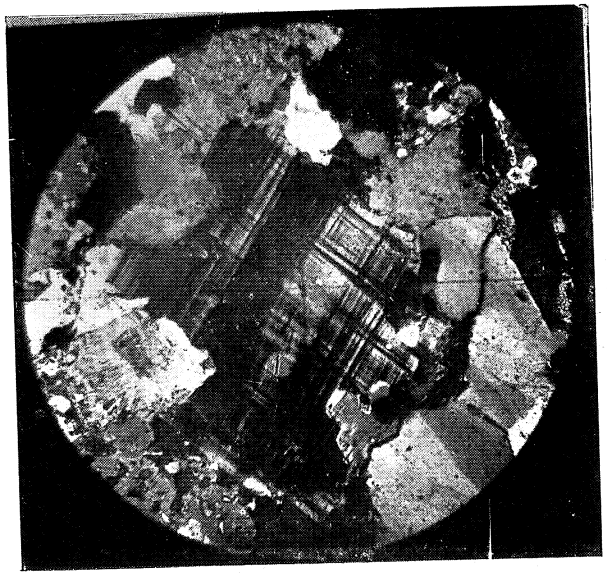
2



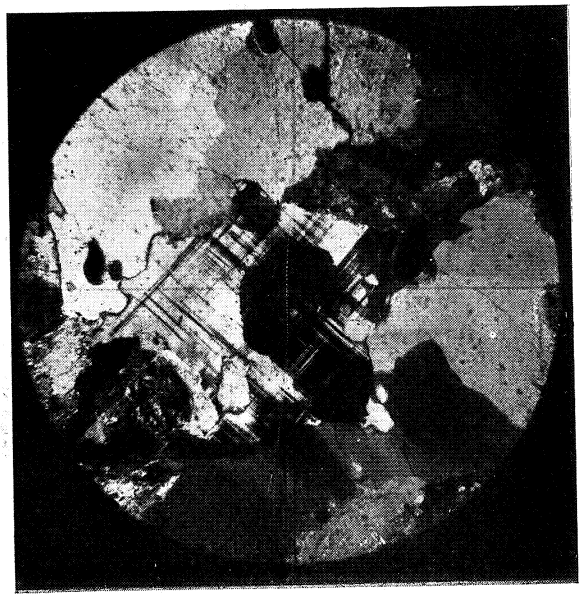
3



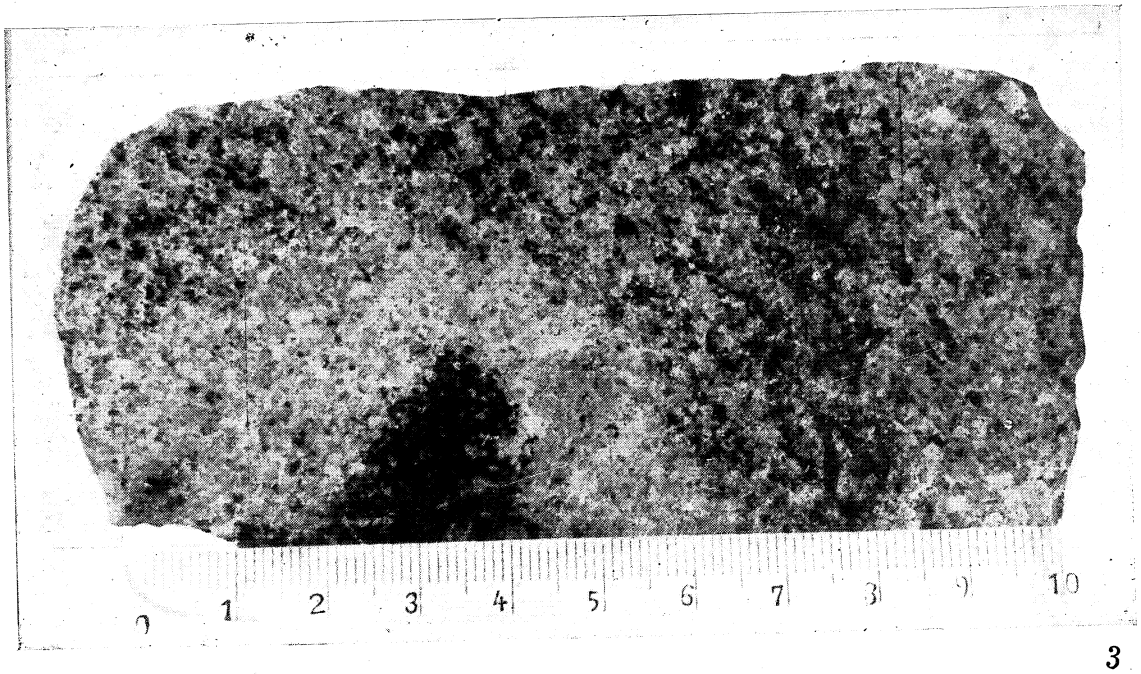
4



1



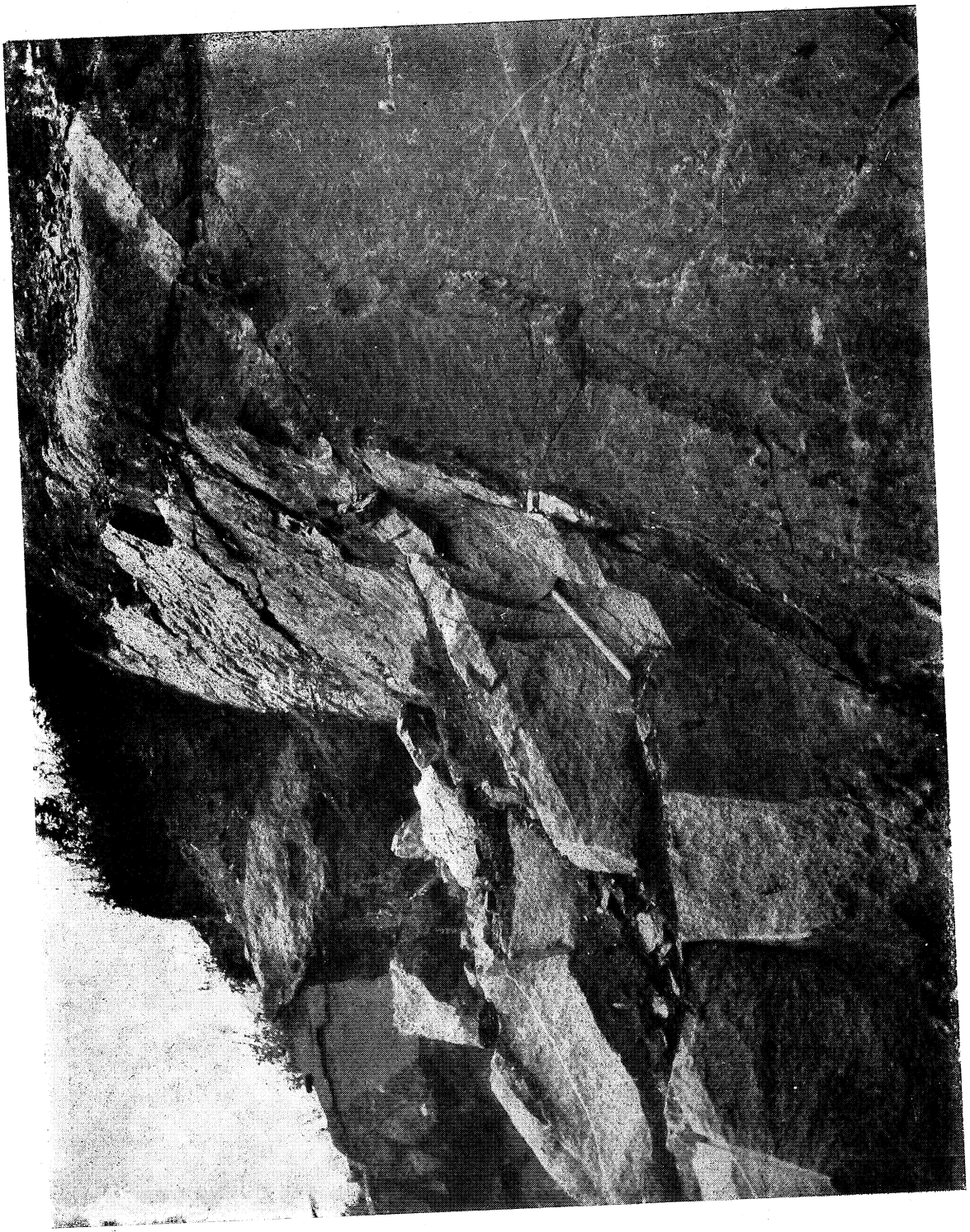
2



3

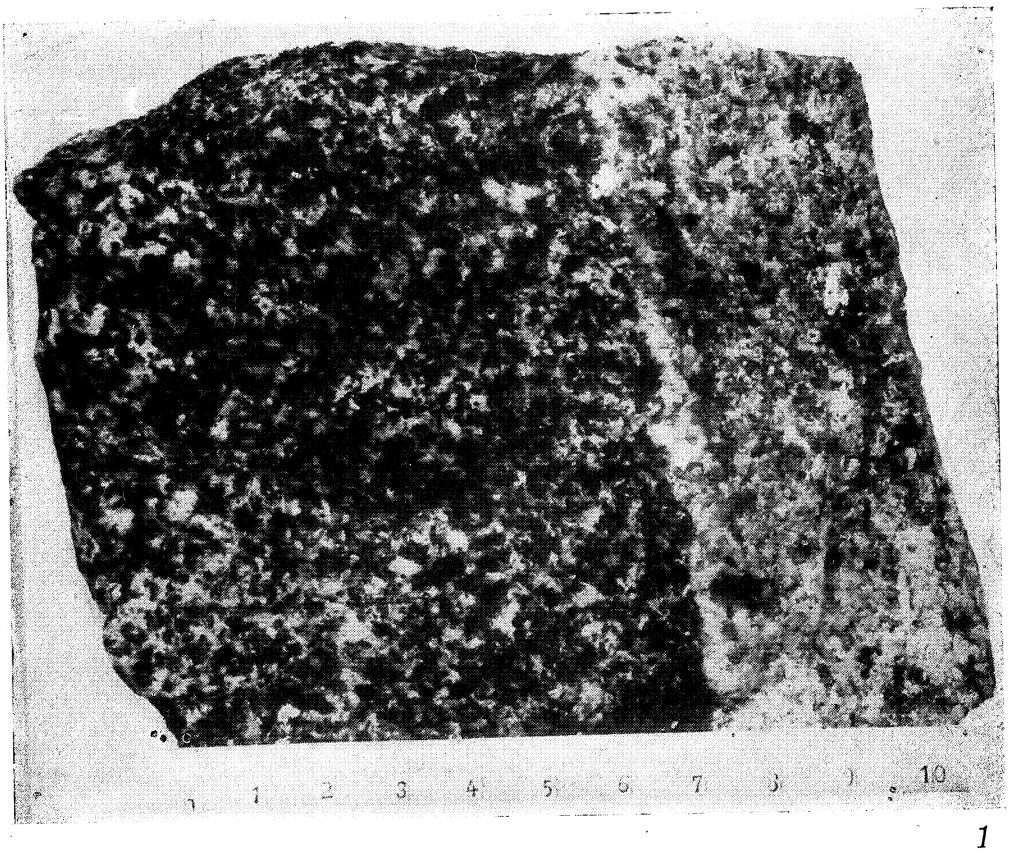
I. Kardymowicz

1

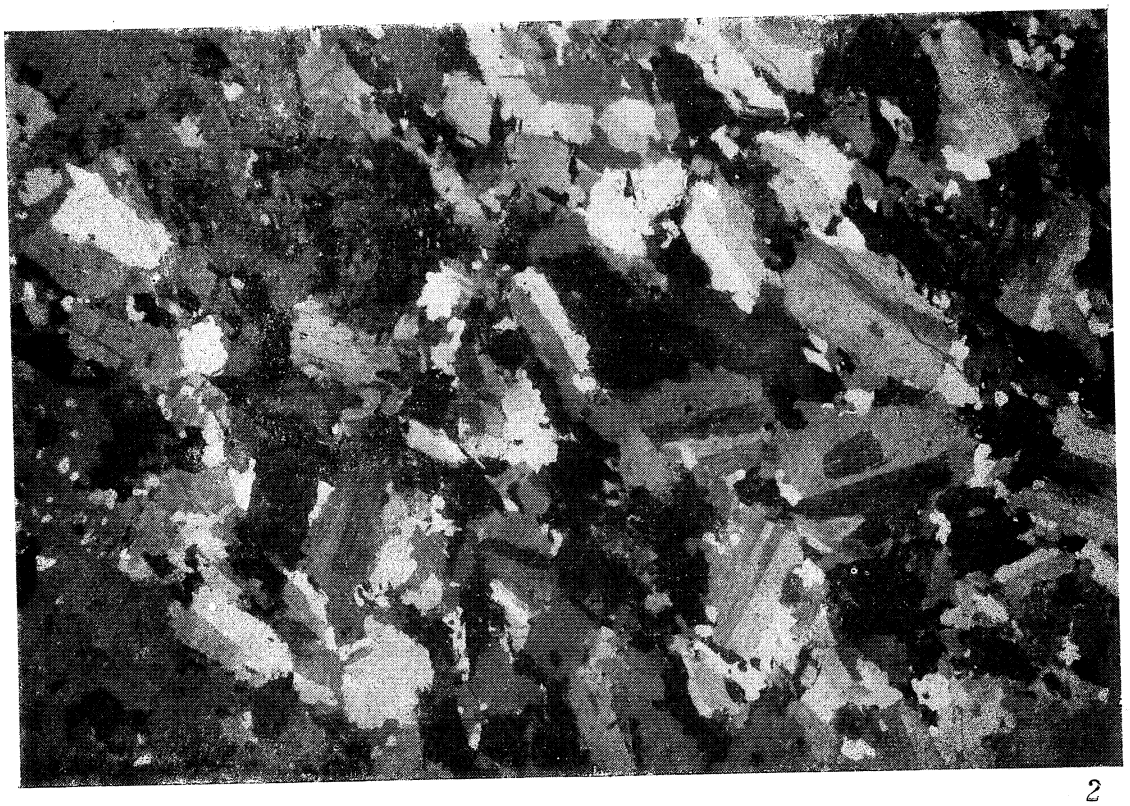


1

I. Kardymowicz



1

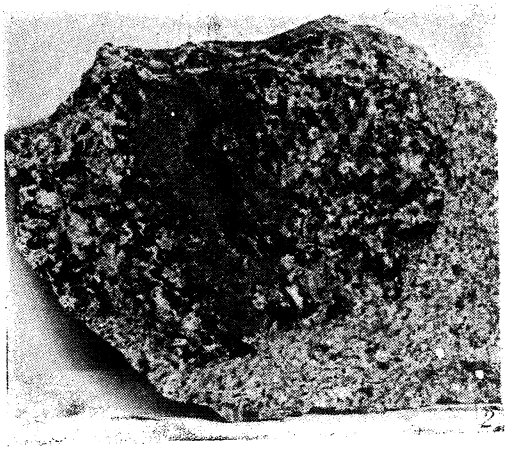


2

I. Kardymowicz

1

I. Kardymowicz



I. Kardymowicz